



TITLE:

中国地方の地震動特性と地震危険  
度の評価に関する研究(  
Dissertation\_全文)

AUTHOR(S):

鎌田, 輝男

---

CITATION:

鎌田, 輝男. 中国地方の地震動特性と地震危険度の評価に関する研究. 京都大学, 1994, 博士(工学)

ISSUE DATE:

1994-05-23

URL:

<https://doi.org/10.11501/3096568>

RIGHT:

新 制
工
963
京大附図

中国地方の地震動特性と地震危険度の  
評価に関する研究

1994年1月

鎌 田 輝 男





# 中国地方の地震動特性と地震危険度の評価に関する研究

## 目 次

第 1 章	序論	1
1.1	まえがき	1
1.2	研究の概要	4
1.3	発表論文	6
第 2 章	日本周辺地域の地震状況	13
2.1	まえがき	13
2.2	歴史地震資料	14
2.2.1	歴史地震に関する資料	14
2.2.2	「大日本地震史料」	15
2.2.3	歴史地震の震央分布	17
2.3	気象庁地震観測資料	19
2.3.1	観測地震資料データベースの作成	19
2.3.2	観測地震資料データベースの性質	20
2.4	日本周辺地域の地震状況	21
2.5	まとめ	25
	第 2 章の参考文献	25
第 3 章	中国地方の地震状況	27
3.1	まえがき	27
3.2	中国地方の被害地震の歴史的考察	28
3.2.1	大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震	28



3.2.2	理科年表他にみる中国地方の歴史地震 . . . . .	37
3.2.3	中国地方の歴史地震の震源分布 . . . . .	40
3.3	中国地方各地の震度 . . . . .	43
3.3.1	気象台および測候所における震度観測資料 . . . . .	43
3.3.2	中国地方の震度記録 . . . . .	46
3.3.3	地動加速度の推定 . . . . .	48
3.4	観測地震に基づく中国地方の地震動特性 . . . . .	51
3.4.1	地震観測位置と観測システム . . . . .	51
3.4.2	観測された地震記録 . . . . .	54
3.4.3	観測された地震動のスペクトル特性 . . . . .	57
3.4.4	観測地震の最大加速度 . . . . .	61
3.5	まとめ . . . . .	62
	第 3 章の参考文献 . . . . .	63
第 4 章	地震活動度の評価 . . . . .	65
4.1	まえがき . . . . .	65
4.2	Gutenberg-Richter の法則 . . . . .	65
4.3	Gutenberg-Richter の係数の評価 . . . . .	67
4.4	Gutenberg-Richter 式の修正 . . . . .	73
4.5	まとめ . . . . .	78
	第 4 章の参考文献 . . . . .	78
第 5 章	地震危険度の評価 . . . . .	81
5.1	まえがき . . . . .	81
5.2	地震発生モデル . . . . .	83

5.3	地震動伝達特性 . . . . .	84
5.4	地震危険度の評価 . . . . .	86
5.5	長方形震源域に対する地震危険度の評価 . . . . .	89
5.6	まとめ . . . . .	96
	第 5 章の参考文献 . . . . .	97
第 6 章	中国地方の地震危険度の評価	99
6.1	まえがき . . . . .	99
6.2	震源パラメータの設定 . . . . .	99
6.3	中国地方の地震危険度 . . . . .	105
6.4	まとめ . . . . .	107
	第 6 章の参考文献 . . . . .	108
第 7 章	結論	111
	あとがき	115

## 図 目 次

2.1	大日本地震資料に現れる 10 年間地震個数 . . . . .	16
2.2	歴史地震の震央分布、( $M \geq 6.0$ ) . . . . .	18
2.3	日本付近の地震震源分布 (1885~1988, $M \geq 5$ ) . . . . .	22
2.4	各地域のマグニチュードに対する地震累積頻度 . . . . .	22
2.5	マグニチュードランク別地震個数の年次変化 . . . . .	23
2.6	月別地震個数, ( $M \geq 4$ ) . . . . .	24
2.7	地震の全放出エネルギー . . . . .	24
3.1	中国地方の歴史地震の震源分布 . . . . .	41
3.2	観測地震資料による中国地方の地震の震源分布 . . . . .	42
3.3	観測地震資料による中国地方の地震のマグニチュード別地震個数 . . . . .	42
3.4	観測地震資料による中国地方の地震の放出エネルギー . . . . .	43
3.5	広島気象台における 5 年平均有感地震数の年次別変化 . . . . .	46
3.6	岡山気象台における 5 年平均有感地震数の年次別変化 . . . . .	47
3.7	中国地方を震源とする 5 年平均地震個数の年次別変化 . . . . .	48
3.8	広島気象台における震度と加速度推定値 . . . . .	49
3.9	岡山気象台における震度と加速度推定値 . . . . .	49
3.10	鳥取気象台における震度と加速度推定値 . . . . .	50
3.11	福山測候所における震度と加速度推定値 . . . . .	50
3.12	地震観測場所 (福山大学および潮崎神社) . . . . .	52
3.13	潮崎神社周辺の地盤柱状図 . . . . .	52
3.14	地震観測システム . . . . .	53
3.15	観測された地震の震源分布 . . . . .	55



3.16 観測地震波形例,1991-08-28, 福山大学 . . . . .	56
3.17 観測地震波形例,1991-08-28, 潮崎神社 . . . . .	56
3.18 観測地震動のスペクトル解析,1991-08-28, 福山大学 . . . . .	58
3.19 観測地震動のスペクトル解析,1991-08-28, 潮崎神社 . . . . .	58
3.20 観測地震動のスペクトル解析 1991-08-28, 福山大学、GNSA . . . . .	59
3.21 観測地震動のスペクトル解析 1991-08-28, 潮崎神社、GNSA . . . . .	60
3.22 観測された地震動の最大加速度値と震源距離 . . . . .	61
4.1 Gutenberg-Richter の式 . . . . .	66
4.2 資料期間の長さに対する Gutenberg-Richter の係数の変化 (日本全域)	68
4.3 資料期間の長さに対する Gutenberg-Richter の係数の変化 (中国地方)	69
4.4 $\beta$ の分布 (1885~1988) . . . . .	71
4.5 $\beta$ の分布 (1968~1988) . . . . .	72
4.6 Gutenberg-Richter 式 . . . . .	74
4.7 累積頻度曲線の近似、日本全域 . . . . .	75
4.8 累積頻度曲線の近似、日本全域、 $m_1 = 8.8$ の場合 . . . . .	76
4.9 累積頻度曲線の近似、中国地方、 $m_1 = 8.4$ の場合 . . . . .	77
5.1 地震震源域と観測点 . . . . .	84
5.2 地震動最大加速度の推定式 ( $M = 6.0$ ) . . . . .	85
5.3 地震動最大加速度の推定式 ( $M = 7.0$ ) . . . . .	86
5.4 長方形震源のモデル . . . . .	90
5.5 1/4 長方形震源域 ( $y_0 \geq x_0$ ) . . . . .	91
5.6 震源域と観測点の位置関係 . . . . .	93
5.7 震源域の方向による $Q$ の相違 . . . . .	94

5.8	点震源による置き換え . . . . .	95
6.1	中国地方の領域と $M \geq 5$ の震源分布 . . . . .	100
6.2	中国地方を $1^\circ$ ごとに区分した領域のマグニチュード累積頻度と Gutenberg- Richter の近似式 . . . . .	101
6.3	$1^\circ$ 区間の震源パラメータ、(地震個数、 $\beta$ 、最大マグニチュード、平均 深さ) . . . . .	102
6.4	シミュレーションによるマグニチュードの累積頻度と確率分布関数 . . . . .	103
6.5	シミュレーションによる広島市における最大加速度の累積頻度と確率 分布関数 . . . . .	104
6.6	中国地方の地震危険度 ( $F_{A_{\max}} = 0.99$ ) . . . . .	106
6.7	中国地方の地震危険度 ( $F_{A_{\max}} = 0.999$ ) . . . . .	106

## 表 目 次

2.1	大日本地震史料に現れる地震の地方別個数 . . . . .	17
2.2	歴史地震資料震央の地方別地震個数 . . . . .	18
2.3	地震資料出典 . . . . .	19
3.1	大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (1) . . . . .	29
3.2	大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (2) . . . . .	30
3.3	大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (3) . . . . .	31
3.4	大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (4) . . . . .	32
3.5	大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (5) . . . . .	33
3.6	大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (6) . . . . .	34
3.7	大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (7) . . . . .	35
3.8	大日本地震史料に現れる中国地方の歴史地震に関する記録数 . . . . .	35
3.9	理科年表に現れる中国地方の歴史地震 (1) . . . . .	38
3.10	理科年表に現れる中国地方の歴史地震 (2) . . . . .	39
3.11	理科年表に現れる中国地方の歴史地震 (3) . . . . .	40
3.12	中国地方の気象台・測候所とその位置 . . . . .	44
3.13	中国地方の各気象台・測候所における有感地震の震度別地震頻度 . . . .	45
3.14	中国地方の顕著地震と震度 . . . . .	45
3.15	福山で観測された地震のリスト . . . . .	54
3.16	観測された最大の地動加速度値 (gal) . . . . .	57
6.1	観測地震資料に現れる中国地方のマグニチュード7以上の地震 . . . .	100





## 第 1 章 序論

### 1.1 まえがき

地震国である日本においては、歴史的にもこれまでに数多くの地震災害を経験しており、また、これからも大地震の発生を避けることはできないと考えられる。一度大地震が発生すると、その災害は、構造物や地盤の崩壊によって直接的にもたらされる人命や財産の喪失に留まらず、高度に発展した現代社会においては、ガス、水道、電気といったいわゆるライフラインの損傷や通信施設の被害などによって、人々の生活が脅かされ、また、社会不安や経済活動の麻痺といった障害を引き起こし、その損害は計り知れないものである。従って、人々の日々の生活や社会および国家の活動の基盤ともいえる建築構造物を耐震的であらしめることによって、地震災害を防止し、あるいは被害を軽減することは、極めて重要な課題となっている。

建築構造物の耐震性能は、一部の特殊構造物を除いて、建築物の機能面からみた重要度、必要とされる耐用年限、建設に要する費用からみた経済性などの様々の要因によって決定されるもので、必ずしも将来発生するであろう全ての大地震に対して完全無欠であることを要求するものではなく、基本的には、ある程度の損傷は許容されるものと考えられている。ここに工学的な判断が必要とされる理由がある。

建築構造物の耐震設計は、将来起きるであろう地震に対して、建築構造物が重大な機能障害を起こさず、人命の損失や内部施設の破壊を来さないことを目的とするが、そのためには、建築構造物を一つの振動系として捉えたとき、地震という自然現象によって生じる地盤の振動として与えられる地震入力と、周辺地盤を含めた建築構造物系の応答が、ある許容範囲内にあることを確保しようとするものである。そのためには、入力地震動の性質を明らかにし、対象構造物の地盤を含めた適切な動力学モデルに対する地震応答解析によって建築構造物の力学的挙動を捉え、適切に設定された耐震安全性の規範に照らして構造物が耐震的であるかどうかの判断が必要とされる。

このように、建築構造物の耐震設計を一つのシステムとして見た場合、地震動という入力、建築構造物というシステム、建築構造物の地震応答という流れがあり、いず

れもが、その複雑さの故に未確定の多くの要素を含み、まだ解決されていない多くの問題を抱えているのが現状である。特に、地震が非予測的に発生する自然現象であることを考えるとき、ある地域で、ある期間内に予測される地震動の強さを適切に想定することは極めて大きな問題である。

地震は、プレートの移動によって岩石に蓄えられたエネルギーの突然の放出によって生じる自然現象であり、人知によってこれを制御することは、将来的にも不可能であると考えられる。そればかりか、いつ、どこで、どのような地震が起きるかという地震予知の必要性が叫ばれており、実際に、相模湾沖を震源とする関東大地震クラスの地震の危険性が指摘される中で、ここ十数年来、地震予知の研究がなされているけれども、地震防災の観点から地震予知の可能性が実用的になるまでは、さらに、時間が要求されるものと思われる。

このように、耐震設計の上で最も重要な要素であると考えられる地震入力を適正に設定することは決して容易ではない。しかしながら、地震が繰り返し発生する現象であることを考えれば、過去の地震活動の様子を定量的に評価することができるならば、確率論的に将来発生するであろう地震動を予測することは不可能ではない。幸い、地震国であるとともに古い文化歴史を有する日本では、地震災害に関する多くの記録を歴史文献に見ることができ、それらを収集し整理する作業が多くの先人によってなされ、また、特に、顕著な地震災害をもたらしたような歴史地震については、既に幾多の研究者にによって、その震源位置や規模（マグニチュード）の大きさなどの地震諸元が特定あるいは推定されており、諸外国には例を見ないような歴史地震に関する資料の蓄積が計られている。

また、明治以降、気象庁の定常業務として、計器による地震観測が実施されるようになって、地震の震源位置やマグニチュードなどの地震諸元とともに、各地の震度などが数量的に記録されるようになり、地震資料の数と質において飛躍的な向上を見ることとなった。さらに、現在の地震観測技術をもってすれば、世界中の地震データを瞬時に収集できるようになり、ある地域の地震の発生状況を正確に把握できるようになった。勿論、台風や豪雪のように頻発する自然災害と異なり、地震は極めてまれに起きる現象であるために、このような計器観測に基づいた地震資料蓄積が計られるようになったとはいえ、ここ100年程度の期間にしか過ぎないので、このような資料の



みから地震活動状況を決定するには、期間的にまだ十分であるとはいえない。

従って、日本の地震活動を将来的に予測するためには、歴史地震に関する資料と近代の地震観測資料を総合的に評価することが必要であり、これによって、日本周辺地域の地震発生状況を数量的に評価することが可能になり、ひいては、ある特定の地域を想定して、そこで発生する地震の状況を数量的に予測することができ、これに基づいて地震の発生を確率論的なランダム過程と考え、そこからある地点に到達する地震動の大きさを確率論的に評価することも可能となる。

中国地方は、自然災害の比較的に少ない地方であり、地震被害を経験することもそれほど多くない。近年において大きな災害をもたらした地震は、1943年の鳥取地震が挙げられる程度であって、年間に発生する有感地震の数はせいぜい数個、多くて十個程度に過ぎない。しかし、中国地方は山地が多く、瀬戸内海沿岸部の工業的发展に伴って、埋立地盤の造成が盛んであり、都市部の人口増加によって、新たに地震危険性が高まって来たといえる。たとえ、地震活動度の低い地域であっても、都市の耐震性を考慮する必要がある。また、これまでに地震に関する関心が薄いこともあって、あまり、中国地方の耐震性を考慮されることがなかった。

本論文では、中国地方の地震動特性を歴史地震資料や地震観測資料に基づいて明らかにするとともに、実際の地震波形観測を通して地震動の性質を明らかにした上で、中国地方およびその周辺地域で発生する地震の発生モデルを設定し、確率論に基づいて地震危険度を評価を行ったものである。中国地方の地震危険度は必ずしも高いものではないが、歴史的にみれば被害地震についても度々経験しており、また、近年の都市開発に伴って、埋立地盤の造成や人口密度の稠密化に伴って、中国地方の諸都市においても、都市における防災の必要性が求められており、特に、地震防災は、極めて重要な問題である。そこで、中国地方の地震活動状況を総括し、将来この地方で起こるであろう地震の危険度について考察することは、極めて意義深いものといえることができるであろう。

## 1.2 研究の概要

本論文は、中国地方の地震動特性を、歴史地震資料に基づいた歴史的考察、明治以降の地震観測資料に基づく地震発生状況、中国地方の各気象台における震度観測記録、福山大学およびその近隣地域で実施されている地震動観測データに基づいて考察し、これらの資料に基づいて、中国地方の周辺地域に地震震源モデルを設定し、中国地方の各地点における確率論に基づいた地震危険度の評価を行ったものであり、各章の概要を記述すれば、次の通りである。

先ず、第2章では、歴史的な地震活動状況を知るための資料として、しばしば用いられる大日本地震史料を取り上げ、そこに記載されている地震に関する記述の中で、地震の発生年月日、被災地、被害状況、出典などをもとに、歴史地震資料データベースを作成し、同時に、理科年表その他の資料を参照して、推定あるいは特定されている震源位置やマグニチュードの大きさをデータとして加えた。大日本地震史料には、火山噴火を含む約7,000個の地震に関する資料が集められているが、その資料としての性格を明らかにし、貴重な資料ではあるが、歴史地震の性格上、資料が地域や時代に偏っていることは避けられないことを指摘している。次いで、1885年以降の気象庁の地震観測資料に基づいてマグニチュード4以上の約20,000個の地震に関する地震資料データベースを作成し、その資料としての性格を明らかにした上で、日本全域および各地方の地震発生状況を考察した。

第3章では、大日本地震史料の中から、特に、中国地方およびその周辺地域の地震に関する記述を抽出し、さらに、大日本地震史料には記述はないが、理科年表その他に取り上げられていて、中国地方に関連する地震を加え、歴史地震と近年の中国地方の被害地震を総合することによって、中国地方の地震活動状況について考察した。比較的に地震活動度が低いとされる中国地方においても、歴史的に見た場合、少なからぬ地震被害があったことが示されている。さらに、中国地方の気象台および測候所で観測されている、ほぼ100年間の有感地震の震度の記録を収集し、中国地方の地震活動度が、1943年の鳥取地震以降低下していることを示すとともに、震度をマグニチュードと震源距離の関係として捉え、地震動の大きさについて考察している。次いで、福山大学構内およびその近隣地域の軟弱地盤上で実施されている地震観測の現状

について触れ、これまでに観測された地震記録波形から、地盤の加速度応答の性質について論じた。

第4章では、ある地域の地震活動度を過去の地震資料から定量的に評価するための Gutenberg-Richter の式に付いて述べ、実際の地震資料から推定される Gutenberg-Richter の係数について資料期間の長さ地域特性について考察している。特に、Gutenberg-Richter の式が、マグニチュードに対する地震の累積頻度を直線近似しようとするものであるが、マグニチュードの上限を考慮していないので、領域によっては直線近似が必ずしも適当ではない場合がある。そこで、マグニチュードの累積頻度図において、マグニチュードに対して減少する直線とマグニチュードの上限値を示す直線に漸近する曲線として、Gutenberg-Richter の式に補正項を加え、より地震観測資料に適合するように、Gutenberg-Richter の式に対する修正式を提案するとともに、非線形最小自乗法の解法について示している。この修正によって、想定される地震の発生モデルにおけるマグニチュードの確率分布が、地震資料から得られる分布に、よりよく合致させることができることを示している。

第5章では、地震の発生過程を Poisson モデルとして捉え、マグニチュードやある地点の最大加速度の分布関数から、ある場所においてある期間内に想定される加速度最大値の危険度の評価式を述べ、特に、震源域の形状と大きさに関して、緯度および経度によって、領域を区分することによって、長方形震源領域を設定した場合の地震危険度の評価式を導いた。緯度および経度によって、震源域を長方形に区分することは、非常に簡便な手法であるが、地震の発生がその領域内で一様ランダムに発生する、すなわち、面震源として取り扱うと地震危険度の評価は面倒になる。そこで、地震危険度の評価を簡略化するために、地震の発生を長方形震源域の中央に設定したとき、どの程度の領域を想定すれば、いわゆる、点震源としての置換が可能であるかを検討した。

第6章では、具体的に地震危険度の評価を行うために、中国地方を例として、中国地方全域を広く含む、北緯  $32^{\circ}\sim 36^{\circ}$ 、東経  $130^{\circ}\sim 136^{\circ}$  の領域を緯度および経度を  $1^{\circ}$  ごとに区分した震源域を想定し、地震資料から求められるマグニチュード5以上の地震の累積頻度図より、各震源の確率モデルを表すパラメータを決定し、一方、さらに細分化されたメッシュを設定し、各点において、地震危険度の評価を行って、最大加



速度の分布図として地震危険度マップを作成した。設定した震源域と地震の発生モデルは、地震観測資料に基づいて設定されているので、その解析結果は、観測資料の特性を強く反映するものとなっているが、同様の手法が、他の地域においても、適用可能であることを示している。

### 1.3 発表論文

#### [主要論文]

1. 小堀鐸二, 鎌田輝男; 地震危険度の評価に関する一考察, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 555-556., 昭和 53 年 9 月.
  2. T. Kamada; Earthquake Force Prediction Considering Local Seismic Activity, *Proc. of 7th World Conference on Earthq. Eng.* pp. 379-382, 昭和 55 年 9 月.
  3. 鎌田輝男; 福山市の地盤性状と微動観測, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 647 - 648, 昭和 58 年 9 月.
  4. 鎌田輝男; 福山市の地盤特性について, 福山大学工学部紀要第 7 号, pp. 68-85, 昭和 60 年 3 月.
  5. 鎌田輝男; 中国地方の地震特性について, 日本建築学会中国支部研究報告集第 13 巻, pp. 105-108, 昭和 61 年 3 月.
  6. 鎌田輝男; 中国地方の地震活動について, 福山大学工学部紀要第 8 号, pp. 77-87, 昭和 61 年 4 月.
  7. 鎌田輝男, 仲座禎久; 振動計測の自動化について, 福山大学工学部紀要第 9 号, pp. 59-64, 昭和 62 年 4 月.
  8. 鎌田輝男; 中国地方の地震特性について, 福山大学工学部紀要第 10 号, pp. 77-88, 昭和 63 年 3 月.
  9. 鎌田輝男; 中国地方の地震特性について (その 2), 日本建築学会中国支部研究報告集第 13 巻, pp. 109-112, 昭和 63 年 3 月.
  10. 鎌田輝男; 地震観測システムの製作について, 福山大学工学部紀要第 11 号, pp. 73-77, 平成元年 3 月.
-

11. 鎌田輝男; Gutenberg-Richter の係数に関する一考察, 日本建築学会中国支部研究報告集第 15 巻, pp. 89-92, 平成元年 3 月.
12. 鎌田輝男; Gutenberg-Richter 式の補正について, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 713-714, 平成元年 10 月.
13. 鎌田輝男; 福山大学における地震観測について, 日本建築学会研究報告中国・九州支部第 8 号 1 構造系, pp. 361-364, 平成 2 年 3 月.
14. 鎌田輝男; 福山大学における地震観測について, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 平成 2 年 10 月.
15. 鎌田輝男; 中国地方の地震動特性について, 日本建築学会地盤振動小委員会地域交流会 pp. 1-12
16. 鎌田輝男; 福山大学で観測された地震動の特性について, 福山大学工学部紀要第 12 号, pp. 101-117. 平成 2 年 3 月.
17. 鎌田輝男; 福山大学で観測された地震動の特性について (その 2), 福山大学工学部紀要第 14 号, pp. 51-58. 平成 4 年 3 月.

[関連論文]

1. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男; Ground Compliance を考慮した弾塑性構造物の地震応答, 地震工学国内シンポジウム論文集, pp. 267-272, 昭和 41 年 10 月.
2. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 竹内吉弘, 鎌田輝男; 松代群発地震による地盤および建築構造物の応答特性, 地震工学国内シンポジウム論文集, pp. 297-302, 昭和 41 年 10 月.
3. T. Kobori, R. Minai, Y. Inoue, T. Kamad; *Earthquake Response of Structure With a Rectangular Foundation, Proc. of the 16th Japan National Congress for Appl. Mech.*, pp. 307-315, 昭和 41 年.
4. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男; Ground Compliance を考慮した構造物の地震応答 (第 3 報), 京都大学防災研究所年報第 10 号 A, pp. 261-281, 昭和 42 年 3 月.

5. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 竹内吉弘, 鎌田輝男 ; 松代群発地震の観測-建築物および周辺地盤の地震応答特性について (第1報), 京都大学防災研究所年報, pp. 221-233, 昭和42年3月.
6. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 竹内吉弘, 鎌田輝男 ; 松代群発地震の観測-建築物および周辺地盤の地震応答特性について (第2報), 京都大学防災研究所年報, pp. 405-419, 昭和43年3月.
7. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; Ground Compliance を考慮した構造物の地震応答 (第3報), 京都大学防災研究所年報第10号A, pp. 265-286, 昭和42年3月.
8. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; Ground Compliance を考慮した構造物の振動特性, 京都大学防災研究所年報第13号A, pp. 251-263, 昭和45年3月.
9. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; Ground Compliance を考慮した構造物の動的応答 (その2), 日本建築学会近畿支部研究報告集, pp. 133-136, 昭和40年5月.
10. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男, 永井雄一 ; 松代地震の観測 (I)-地震動の性質-, 日本建築学会近畿支部研究報告集, pp. 97-100, 昭和41年5月.
11. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男, 永井雄一 ; 松代地震の観測 (II)-RC 構造物の振動特性-, 日本建築学会近畿支部研究報告集, pp. 101-104, 昭和41年5月.
12. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; Ground Compliance を考慮した構造物の振動特性, 日本建築学会近畿支部研究報告集, pp. 125-128, 昭和43年5月.
13. 小堀鐸二, 鎌田輝男, 神田克久 ; 階層浄水場建物における地震応答観測, 日本建築学会近畿支部研究報告, pp. 77-80, 昭和56年6月.
14. 小堀鐸二, 鎌田輝男, 佐藤耕造 ; 階層浄水場建物の振動実験, 日本建築学会近畿支部研究報告, pp. 81-84, 昭和56年6月.

15. 小堀鐸二, 鎌田輝男, 中村充 ; 振動実験による構造物のパラメータ評価 (その 3), 日本建築学会近畿支部研究報告, pp. 389-392, 昭和 57 年 6 月.
16. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; 基礎地盤の Dynamical Compliance を考慮した構造物の非線形地震応答 (その 2), 日本建築学会論文報告集, 号外, pp. 125, 昭和 40 年 9 月.
17. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; 基礎地盤の Dynamical Compliance を考慮した構造物の非線形地震応答 (その 3), 日本建築学会論文報告集, 号外, pp. 126, 昭和 40 年 9 月.
18. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; 松代群発地震に対する構造物およびその周辺地盤の地震応答 (その 1), 日本建築学会論文報告集, 号外, pp. 216, 昭和 42 年 10 月.
19. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; 松代群発地震に対する構造物およびその周辺地盤の地震応答 (その 2), 日本建築学会論文報告集, 号外, pp. 217, 昭和 42 年 10 月.
20. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; Ground Compliance を考慮した構造物の振動特性 (基礎の並進と回転を考慮した場合,1), 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 667-668, 昭和 44 年 8 月.
21. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; Ground Compliance を考慮した構造物の振動特性 (基礎の並進と回転を考慮した場合,2), 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 371-372, 昭和 45 年 9 月.
22. 小堀鐸二, 鎌田輝男 ; 振動実験による構造物のパラメータ評価, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 573-574, 昭和 47 年 10 月.
23. 小堀鐸二, 鎌田輝男, 中野時衛 ; 剛柔連結架構の地震応答について, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 819-820, 昭和 48 年 10 月.
24. 小堀鐸二, 鎌田輝男 ; 振動実験による構造物のパラメータ評価 (その 2), 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 761-762, 昭和 52 年 10 月.
25. 小堀鐸二, 鎌田輝男 ; 地震応答観測波形に基づいた構造物の振動特性の推定について, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 741-742, 昭和 55 年 9 月.

26. 小堀鐸二, 鎌田輝男 ; 地震応答観測波形による構造物の振動特性推定, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 851-852, 昭和 56 年 9 月.
27. 小堀鐸二, 鎌田輝男, 岡野創 ; 起振機試験に基づく構造物の振動特性の推定について, 日本建築学会大会学術講演梗概集, pp. 853-854, 昭和 56 年 9 月.
28. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 竹内吉弘, 鎌田輝男 ; RC 構造物とその周辺地盤の地震応答計測 <その 1>, 第 3 回災害科学総合シンポジウム論文集, pp. 297-299, 昭和 41 年 11 月.
29. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 竹内吉弘, 鎌田輝男 ; RC 構造物とその周辺地盤の地震応答計測 <その 2>, 第 3 回災害科学総合シンポジウム論文集, pp. 300-302, 昭和 41 年 11 月.
30. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 竹内吉弘, 鎌田輝男 ; RC 構造物とその周辺地盤の地震応答計測 <その 3>, 第 4 回災害科学総合シンポジウム論文集, pp. 188-190, 昭和 42 年 10 月.
31. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 竹内吉弘, 鎌田輝男 ; RC 構造物とその周辺地盤の地震応答計測 <その 4>, 第 4 回災害科学総合シンポジウム論文集, pp. 191-193, 昭和 42 年 10 月.
32. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 竹内吉弘, 鎌田輝男 ; RC 構造物とその周辺地盤の地震応答計測 <その 5>, 第 5 回災害科学総合シンポジウム論文集, pp. 159-162, 昭和 43 年 11 月.
33. 小堀鐸二, 南井良一郎, 井上豊, 鎌田輝男 ; 構造物の振動特性の検出について, 第 7 回災害科学総合シンポジウム論文集, pp. 73-76, 昭和 45 年 11 月.
34. 小堀鐸二, 南井良一郎, 鎌田輝男 ; 鋼構造実大試験架構の振動特性, 第 8 回災害科学総合シンポジウム論文集, pp. 161-164, 昭和 46 年 11 月.
35. 小堀鐸二, 南井良一郎, 鎌田輝男 ; 鋼構造実大試験架構における地震応答計測, 第 9 回災害科学総合シンポジウム論文集, pp. 161-164, 昭和 47 年 11 月.
36. 小堀鐸二, 南井良一郎, 鎌田輝男 ; 計測に基づいた地盤の微動と地震応答特性について, 第 11 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp. 122-123, 昭和 49 年 11 月.

37. 小堀鐸二, 鎌田輝男 ; 地震動の振幅特性について, 第 13 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp. 122-123, 昭和 51 年 10 月.
38. 小堀鐸二, 鎌田輝男 ; 微動の相関関数に基づいた構造物の振動特性の検出について, 第 14 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp. 363-366, 昭和 52 年 8 月.
39. 小堀鐸二, 鎌田輝男 ; 宮城県沖地震にみられた地盤と構造物の震害について (仙台市卸町地区の場合), 第 15 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp. 325-328, 昭和 53 年 11 月.
40. 小堀鐸二, 鎌田輝男 ; 京都市の地盤と微動特性について, 第 16 回自然災害科学総合シンポジウム講演論文集, pp. 549-552, 昭和 54 年 9 月.





## 第 2 章 日本周辺地域の地震状況

### 2.1 まえがき

日本全域を対象とする地震活動度を定量的に評価するためには、日本の地震活動状況を長期間の地震資料に基づいて明らかにすることが不可欠である。特に、ある地域の地震の発生頻度や震源規模を数量的に表現するためには、長期間にわたる信頼度の高い地震資料を必要とするが、地震観測網が整備されて、日本周辺地域の地震活動状況を正確に把握することができるようになったのは極く近年のことに過ぎず、地震活動のように地球年代規模の活動状況を捉えるには余りにも短い。従って、日本の地震状況を知るためには、歴史地震に対する考察と近年の地震観測資料の両者を考慮する必要がある。

幸い、地震国であると同時に古い歴史を有する日本においては、種々の歴史文献の中に地震や地変による災害の記録を多く見いだすことができる。このような文献に現れた古地震、いわゆる歴史地震の被害状況の記録を調査・解析することによって、ある地域の過去の地震活動の状況や、過去の顕著地震に関して、その震源位置やマグニチュードの大きさなどの地震の特性を規定する基本量を推定することが可能となる。これまでも、歴史地震に関する多くの研究がなされ、理科年表 [2] 他の文献 [1] [6] にその成果を見ることができる。しかし、このような歴史地震に関する資料は数多くあるといえども、それが記録に残るためには、記録に留められる程度に顕著な地震被害をもたらしたようなものでなければならず、それぞれの時代や地域の状況に左右される性質のものであるので、長期間の地震活動度を評価するための資料としては数量的には不十分であるとともに、地域や時代による偏りが含まれることは避けられない。しかしながら、ある地域や場所において、これまでに経験した地震被害の程度や、それから推定される最大マグニチュードの大きさなどを知ることのできる貴重な資料と考えることができる

一方、明治以降に開始された気象庁の地震観測は、地震計による科学的な地震観測の始まりであって、日本周辺で発生する地震を正確に記録することができるように

なった。勿論、地震観測網として整備されたのは近年のことであり、詳細な地震活動を考察するために小規模地震を含めた過去の資料を収集することは困難であるが、顕著な地震に関してついてみれば、1967年以前の状況について、気象庁によってまとめられた地震の表を利用することができ、また、1968年以降は地震月報によって、日本付近で発生した地震についての情報を得ることができる。地震月報には、その月に発生した顕著地震について、震源情報とともに、各地の震度や地震動の大きさなどがまとめられており、また、あるマグニチュード以上の全ての地震について網羅的にその月の地震リストが挙げられており、日本全域の地震発生状況を知るための資料として活用できるものである。

本研究では、これらの地震資料をもとに、歴史地震および観測地震の地震資料データベースを作成したが、本章では、この地震資料データベースをもとに、日本周辺地域における地震活動状況を歴史的に、また、観測資料的に考察する。

## 2.2 歴史地震資料

### 2.2.1 歴史地震に関する資料

地震の発生日時、震源要素、規模、震度や被害などの情報をまとめたものを、一般に地震カタログと呼ぶが、古来、日本において地震災害は自然災害の最たるものの一つとして、重大な関心が払われており、歴史的にもこのような地震災害の記録を収集しようとする作業が行われてきた。日本における歴史地震を収集したものの中で最も古いものは、892年に成立した、「類聚国史」(菅原道真)巻第171「災異部五 地震」であるとされ、その最初に、

允恭天皇五年秋七月丙子朔己丑地震

とある。

近年になって、地震防災の観点から歴史地震の記録収集の必要性が高まり、以下に挙げるようなものが刊行されている。

- 小鹿島 果：日本災異志、1893,(復刻版)、五月書房、1982.
- 田山 実編：大日本地震史料 上、下、震災予防調査会報告 46 甲・乙、1904.

- 武者 金吉編：増訂 大日本地震史料 第一～三巻、震災予防評議会、1941～1943.
- 武者 金吉編：増訂 日本地震史料、毎日新聞社、1949.
- 東京大学地震研究所：新収 日本地震史料、第1～第5巻（別巻を含む）、1980～

「日本災異志」は、単に地震のみならず、飢饉、大風、火災、洪水など広く災害と捉えられる事象について、古文献資料を挙げており、その第9巻「地震之部」として、上記の允恭天皇五年の地震を日本書紀よるとして始まり、明治17年(1884)の関東強地震までの1370個の地震についてその資料を挙げているが、その殆どは江戸期以前のものである。寛永年間以後の地震については、出典名とともにその地震の状況が示されているが、それ以前では、単に地震があったことの記載とその文献名を挙げるに留まっており、資料の内容を記載しているものは希である。

### 2.2.2 「大日本地震史料」

歴史地震の考察において極めて有用な地震資料として、「大日本地震史料」を第一に挙げるができる。これは、信憑性のある地震史料を揃え、地震の統計的研究を行うために、震災予防調査会がその編集に着手し、関谷清影、大森房吉、今村明恒博士らによって、収集されたものであり、さらに史料収集は、震災予防評議会、震災予防協会において続けられ武者金吉氏による訂正、増補を経て、「増訂 大日本地震史料」全3巻にまとめられている。

「増訂 大日本地震史料」は、総数1,364点、延べ9,768点にわたる紀記、史書、日記などの古文献に見られる地震および火山噴火などの地変の記録を集成したものであり、神話時代の紀元前520年の開聞岳の噴火の記録に始まり1848年までの6,665個の地変について記述がなされている。なお、この中には、朝鮮における地震および噴火に関する資料377個と台湾における資料30個が含まれている。当然のことながら、時代を遡れば記録の数も限られ、また、記述内容も簡単なものが多く、中に疑わしい記述があるのも、歴史地震資料の性格上やむを得ないものである。時代が下るにつれて、掲載されている記録の数量とともに多くなり、同一の地震が複数の文献に挙げられるようになり、資料として信憑性を増すとともに、各地の震度などから地震の震源位置や規模などを推定するための資料とすることができるようになる。

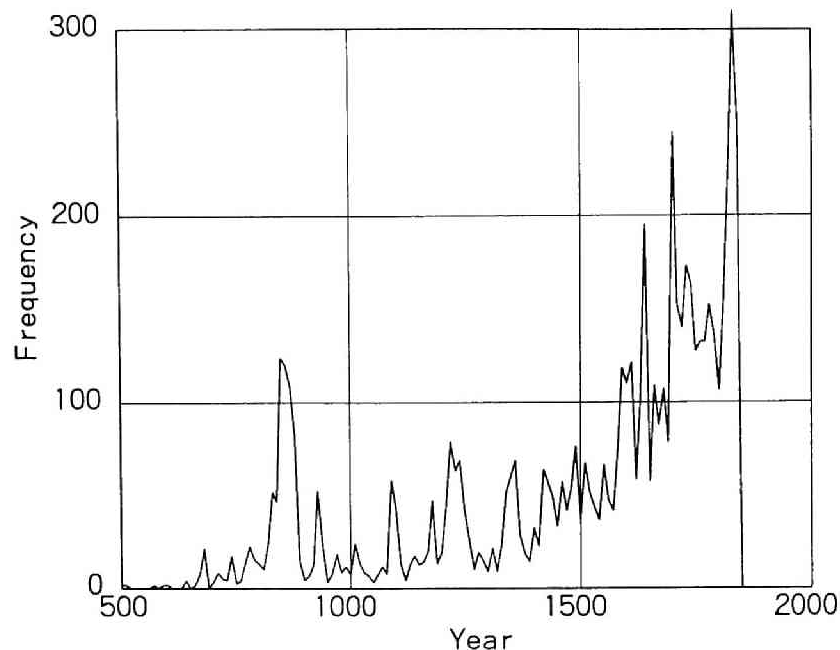


図 2.1 大日本地震資料に現れる 10 年間地震個数

図 2.1 は、「大日本地震史料」に記載されている 550 年から 10 年間毎の火山噴火を含む地震記録の個数を示したものである。時代を経るに従って、地震資料の出現数が多くなるのは当然であるが、850～880 年にかけて多くの地震史料が集められていることが分かり、これは、平安時代の政治的な安定期にあったことと無関係ではないと思われる。また 1600 年以降に急速に地震資料数が増えるのも、近年の資料は集めやすいことの反映であることも否めない。従って、このような資料数の変化が、必ずしもその当時の地震活動の状況を示すものではないことに注意しなければならない。

大日本地震史料に現れる地震の地方別の出現数を表にしたものが表 2.1 である。地域別の区分はさほど明確なものではなく、大きな地震であれば、当然広い地域に被害をもたらすので、ここに示された個数は重複して数えられている。時代とともに地震資料数が増加するので、同表には、1600 年以前の地震数についても示すとともに、大日本地震史料には数多くの火山噴火の資料も含まれているので、その数を同表に示している。九州地方では阿蘇山、霧島、桜島、中部地方では富士山、浅間山、関東地方では伊豆七島、八丈島、東北地方では鳥海山、蔵王山、岩木山、岩手山など、また、北海道では有珠岳、樺前山などの火山噴火の数も含まれている。

近畿地方における地震の数が最も多く、1600 年以前の歴史地震に対する資料も多いことが一目瞭然である。次いで、中部地方を含めた関東地方の地震が多いが、1600 年以前の地震は比較的少ない。また、地震が多く発生する東北・北海道の地震についての資料数は少ないことが分かる。このように、地域や時代によって、歴史地震資料の内容に、必ずしも地震活動を正確に表しているとはいえない面がある。

表 2.1 大日本地震史料に現れる地震の地方別個数

地方名	地震個数	1600 年以前	火山噴火
九州地方	344	148	191
中国・四国地方	279	14	0
近畿地方	2,517	1,978	0
中部・北陸地方	564	144	139
関東地方	2,084	339	108
東北地方	502	63	52
北海道地方	40	0	6

### 2.2.3 歴史地震の震央分布

一方、こういった歴史的な背景を持つ資料であるが、古地震に関する貴重な資料が多く集められたことは驚異的なことであり、歴史地震資料に記載されている被害状況から、地震の震源位置とマグニチュードを推定する研究がなされ、顕著な歴史地震については理科年表 [2] や、宇佐見の資料日本被害地震総覧 [6] にまとめられている。この二つの資料に基づいて、416 年から 1980 年までの 647 個の地震についての歴史地震の情報を得ることができた。その中で、震央の位置とマグニチュードが推定されているものは 492 個である。図 2.2 は、その内、マグニチュード 6 以上と推定される地震の震央の分布を示したものである。

歴史地震の資料を、地震被害の顕著であった地方や推定される震央の位置から震源



を地方別に分類すると表 2.2 のようになる。江戸時代以前 (1600 年以前) の地震は 96 個がリストされているが、その多くは近畿地方を震源とするものである。総数として、関東以北の地震数の全体に占める割合が大きい、そのほとんどが江戸時代以降の記録に基づいていることが分かる。このように、歴史地震の資料から、過去の地震活動の状況を把握しようとしても、全国的には江戸時代以降に限られることは止むを得ないと考えられる。

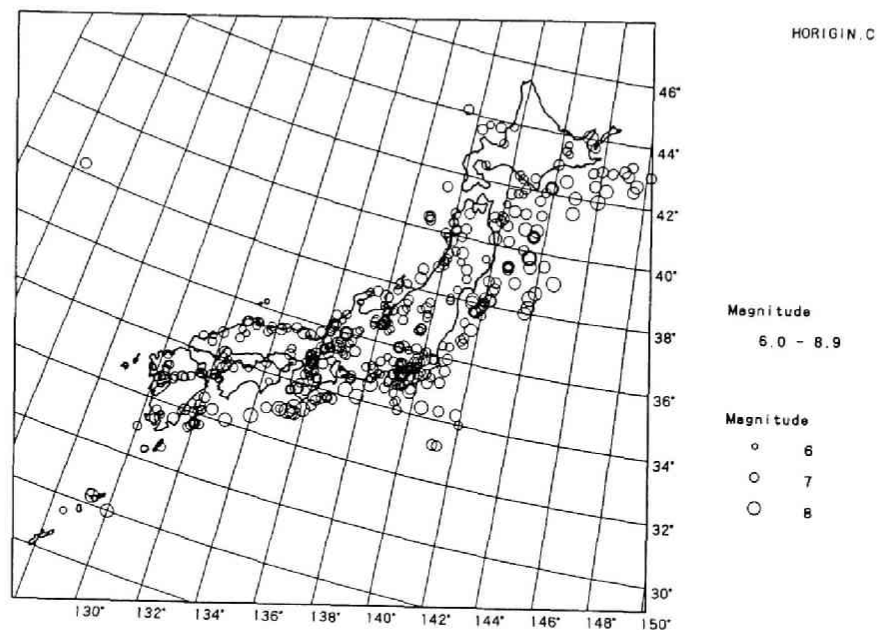


図 2.2 歴史地震の震央分布、( $M \geq 6.0$ )

表 2.2 歴史地震資料震央の地方別地震個数

地方名	地震個数	1600 年以前
九州地方	91	5
中国・四国地方	52	3
近畿地方	98	53
中部・北陸地方	98	13
関東地方	130	15
東北地方	117	7
北海道地方	59	0

## 2.3 気象庁地震観測資料

### 2.3.1 観測地震資料データベースの作成

日本における地震観測の歴史は古く、明治以降に、気象庁の定常業務として地震観測が実施され、その成果は、地震年報、気象要覧、地震月報などに公表され、これによって、日本付近で発生する地震の諸元を得ることができるようになった。既に、明治初期から地震計が各地に設置されるようになり、1923 年関東大地震後に地震観測網は飛躍的に拡充された [1]。勿論、その精度と信頼性については時代とともに変化しており、100 年以上もの期間の間で同じ精度を持つということは、望むべくもないが、それでも、数量化された資料としては、極めて貴重なものであるということができ、定量化された地震カタログを作成するための資料とすることができる。

表 2.3 地震資料出典

番号	期間	資料数	資 料 名
1	1885~1925	562 (565)	宇津徳治,「日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表 1880~1980」,1982 [3]
2	1926~1960	8658 (8671)	気象庁,「改訂 日本付近の地震の表 (1926~1960)」,1982
3	1961~1962	500 (501)	気象庁,「地震月報 別冊 2 日本付近の主要地震の表 (1957~1962)」,1962 [4]
4	1963~1967	1352 (1358)	気象庁,「地震月報 別冊 2 日本付近の主要地震の表 (1963~1967)」,1968 [5]
5	1968~1988	8600 (8656)	気象庁,「地震月報」 (1968~1988)

資料期間 1885~1988.7

資料総数 19672(19771) ( ) 内は緯度・経度・マグニチュードの範囲をは  
地震を含む資料の総数

資料内容 発震年月日、発震時刻、震源地名、震央緯度、震央経度、  
震源深さ、マグニチュード

日本周辺地域に於ける地震発生状況を統計的に考察するために表 2.3 に示す資料に

基づいて、最近の約100年間に北緯 $24^{\circ}$ ~ $50^{\circ}$ 、東経 $122^{\circ}$ ~ $152^{\circ}$ の地域で発生したマグニチュード4以上の地震約19,000個の地震発生日時、震央緯度および経度、震源地名、震源深さ、マグニチュードに関する地震資料データベースを作成した。

地震活動度を評価するための基本諸元として、発震年月日、発震時刻、震源地名、震央緯度、震央経度、震源深さ、マグニチュードを取り上げているが、その精度は資料によって異なる。資料番号1~4は、顕著地震について集約されたものであり、その全てについて取り上げた。

一方、資料5については、地震月報に記載されているマグニチュード4以上の地震について資料として採取した。特に、震源位置と震源深さについて、その精度が著しく向上するのは、1983年以降である。

### 2.3.2 観測地震資料データベースの性質

観測地震資料は、表2.3に示されるように、1885年以降の最近の100年間における地震活動の記録を集めたものであるが、必ずしも全期間に渡って資料としての均質な性格を持つものではない。詳細な地震資料が得られる地震月報に基づいている期間は高々1968年以降であり、それ以前の期間については、顕著な主要地震のみが対象となっている。特に、1885年~1925年については、マグニチュード6以上の地震が対象であり、地震の個数もこの40年間に562個、年間の平均地震資料数は13.7個と少ない。また、1926年から1967年の間の年間の平均地震資料数は250個程度であるが、地震月報に基づく1968年以降では年間の平均地震資料数は約400個である。

一方、地震資料の精度においても全期間において一様ではない。たとえば、震源の緯度および経度は、1885年~1925年の資料では、 $0.1^{\circ}$ を最小単位として表されているが、1926年以降では、 $1'$ を単位として表されている。また、震源深さについてみても、古い時期の地震では、10kmを単位とし、それも、20km、50kmというように大略の深さが与えられているのに過ぎないのに対して、1983年以降の資料では、震源深さは1kmを単位として表されている。

ところで、地震は非予測的に発生する現象であるとしても、地震エネルギーの放出が一度に行われるというよりも、何回かに分けて行われることが多く、特に、大きな地

震では、本震に先だって前震が観測されることがあり、また、本震後に、余震が多く発生することがある。地震観測網が整備され、観測機器の性能が向上すると、小さい地震までも網羅的に捕捉できるようになるので、本来1個の地震と考えられる地震が数個の地震として観測されことになる。また、1965年～1967年に発生した松代地震のような群発性の地震の場合には極めて多くの地震資料が得られることになる。そのほか、地震国であると同時に火山国である日本においては、いわゆる火山性の地震も頻発し、これらの地震も一般に地震として取り扱われている。地震月報による近年の資料では、このように異なった性格の地震資料が含まれることになり、それ以前の地震資料と比較して、数量的のみならず質的にも異なるという問題が生じるが、これらを弁別する事は極めて困難であるので、本研究ではいずれの地震も同等に扱うものとして地震資料として採用している。

このように、本研究で作成した地震資料データベースは、同じように観測に基づいた地震資料ではあるが、現在整えることのできる資料には限りがあり、長期間に渡って同じ時期を遡るにつれて、地震資料数や精度が低下することはやむを得ない面がある。

## 2.4 日本周辺地域の地震状況

図2.3は、表2.3に基づいて作成された地震資料データベースをもとに、日本周辺地域に発生したマグニチュード5以上の地震の震源分布を示したものである。関東以北から北海道の太平洋沖において地震が集中的に発生しているのに対して、西日本では、地震活動度が低いことが明白である。地震発生状況を地域別に比較するために、同図に示すように、中国、関東、東北の3地域に区分し、その地域で発生した地震のマグニチュードの累積頻度曲線（あるマグニチュード以上の地震の発生回数をマグニチュードに対して表す）を図2.4に示す。ここで区分した境界は、緯度および経度に従った便宜的なものである。太平洋プレートの沈み込みによって説明される東北地方は、地震発生回数も多くまた、マグニチュード大きい地震がしばしば発生しているのに対して、中国地方の地震発生頻度は、全国の約1/10程度であるが、紀伊半島沖および日向灘において巨大地震の発生が見られ、マグニチュードの特に大きい地震回

数は、関東地方よりもむしろ多いことが分かる。

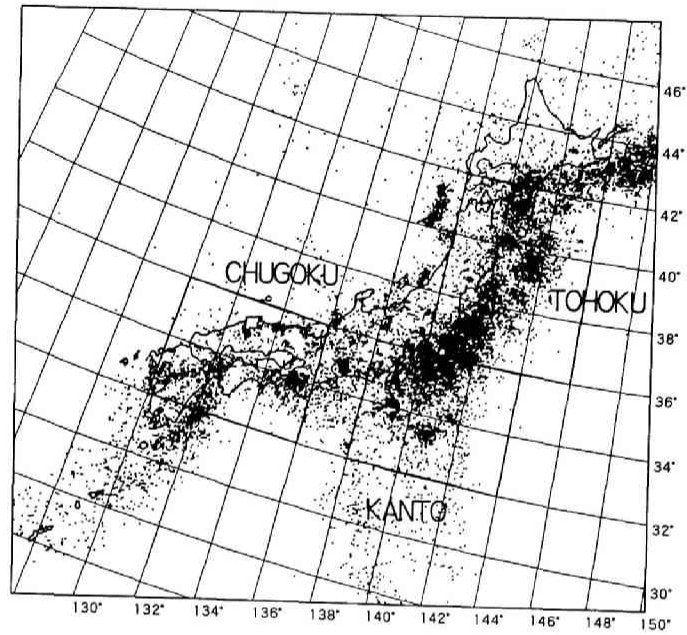


図 2.3 日本付近の地震震源分布 (1885~1988,  $M \geq 5$ )

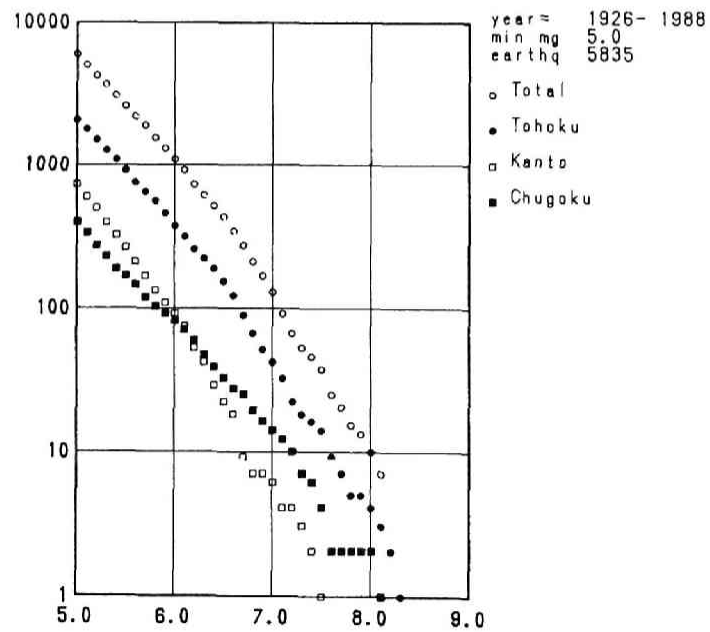


図 2.4 各地域のマグニチュードに対する地震累積頻度

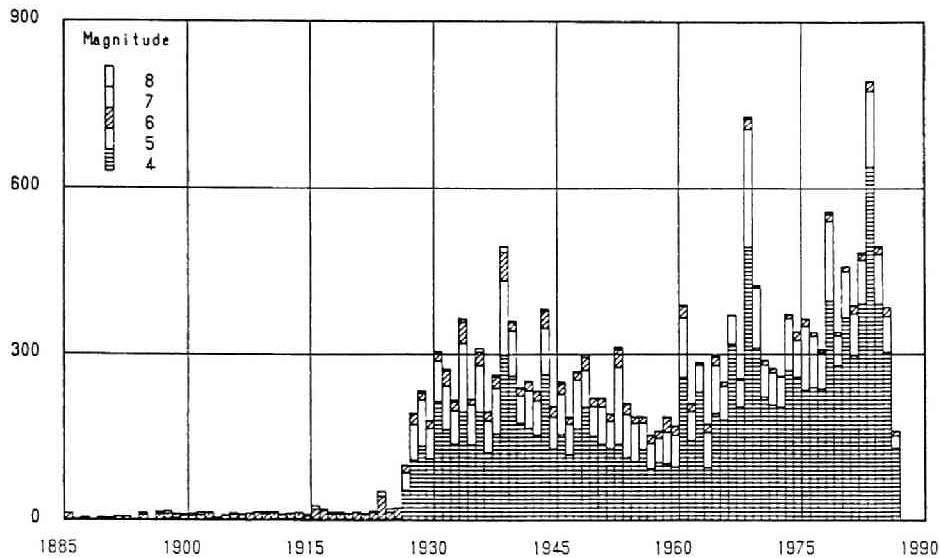


図 2.5 マグニチュードランク別地震個数の年次変化

地震資料の性格を明らかにするために、全資料のマグニチュードのランク別地震個数を年次変化として図 2.5 に示した。1925 年までは、マグニチュード 6 以上の地震資料を基にしているの、地震総数はかなり少ないのはやむを得ないが、1925 年以降もマグニチュード 4 から 5 の地震数についてみても、地震月報に基づく 1968 年以降は、それ以前の期間よりもやや多いようであり、マグニチュードの小さい地震に対して、相当の欠落があるように感じられる。

図 2.6 に、マグニチュード 4 以上の地震資料数を月別に表示し、また、図 2.7 に、マグニチュード  $M$  の地震によって放出されるエネルギー  $E$  を Gutenberg-Richter の式

$$E(\text{erg}) = 10^{11.8+1.5M} \quad (2.1)$$

より算出し、 $M = 4$  に対するエネルギーを単位として、月別に放出された全エネルギーを示した。(2.1) は、マグニチュード 4 の地震が放出するエネルギーに対して、マグニチュード 6 の地震のエネルギーは、1,000 倍であり、マグニチュード 8 の地震は、1,000,000 倍のエネルギーを放出することを示している。



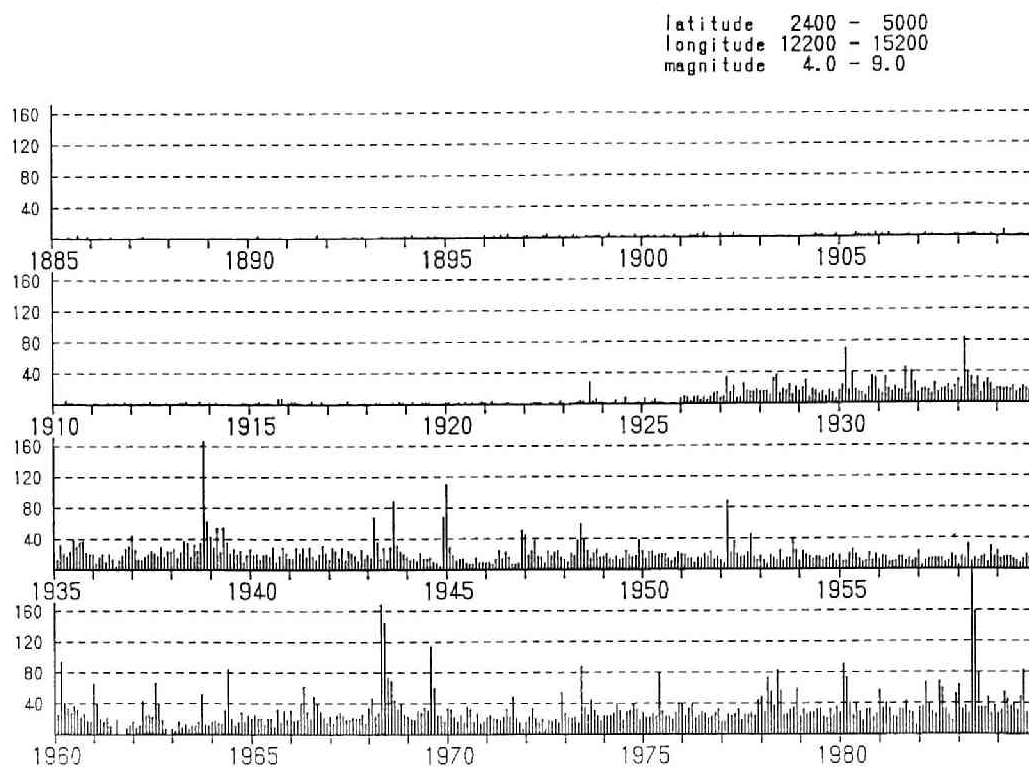


図 2.6 月別地震個数, ( $M \geq 4$ )

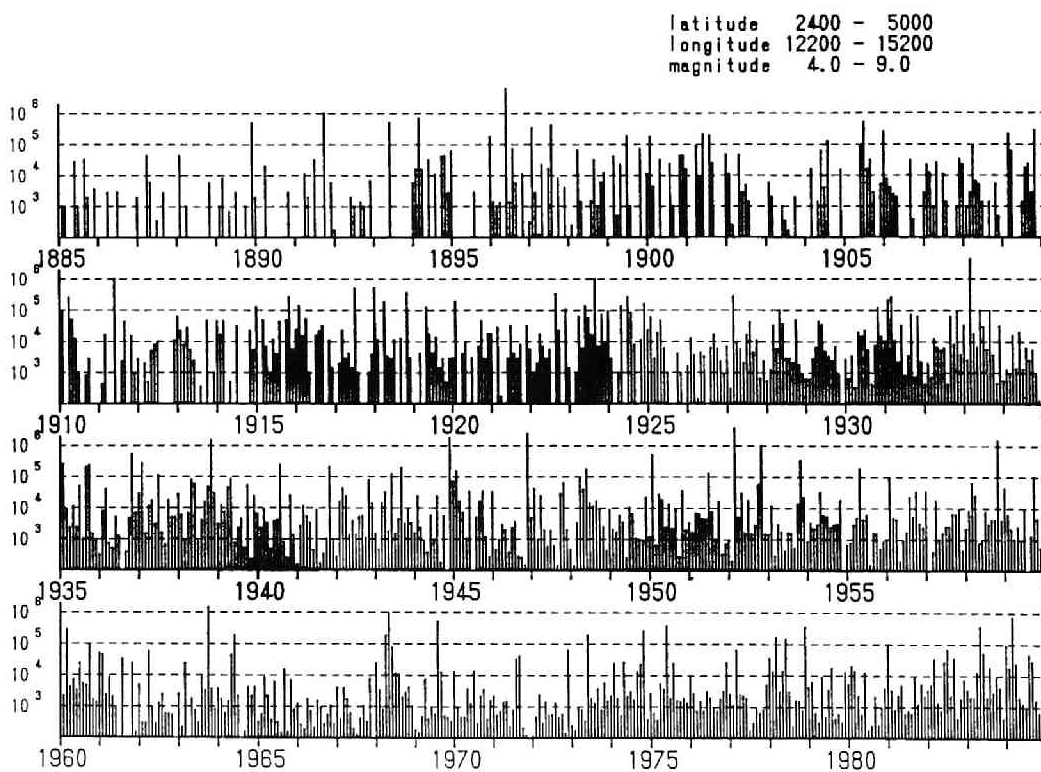


図 2.7 地震の全放出エネルギー

マグニチュード 6 以上のクラスの地震についてみれば、図 2.7 の月別に放出されたエネルギーが、 $10^3$  のレベルを超過する頻度からみて、全期間にわたって大差はなく、マグニチュード 6 以上の地震について、大きな欠落はないものと思われる。従って、ここで作成された地震資料は、マグニチュード 6 以上の地震については、ほぼ 100 年間の均質な資料とみることができるが、マグニチュード 4 ないし 5 の地震までも含めると、高々、約 60 年間の資料とみななければならないものと思われる。

## 2.5 まとめ

日本の古地震に関する資料を収集した大日本地震史料や、理科年表に基づく歴史地震資料から、過去の地震活動について考察するとともに、気象庁の地震観測資料に基づいて、地震資料データベースを作成し、全国的な地震活動の状況について概観した。

地震国でありかつ古い歴史を有する日本において、歴史地震に関する多くの資料を収集し解析することは、長期間にわたる日本周辺の地震活動を明らかにする上で極めて重要である。しかし、時代が遡るにつれて、資料の収集は困難であり、年代や地域による資料の偏りがあるのは避けられない。

一方、明治以降になって、計器による地震観測が実施されるようになり、震源位置やマグニチュードなどの地震を定量的に捉えることができるようになったが、資料として現在活用できるものは、時代を遡るほどマグニチュードの大きい中規模程度以上の地震に限られる。ここ 20 年で地震観測網の整備と計測機器の改善が計られ、高い精度で迅速に地震資料が収集されるようになってきたところである。地震は、地球の長期間にわたる活動の結果として現れるものであるので、これまでの地震資料の蓄積をもってしても、地震の活動度を推定するためには、まだ十分とはいえないのが現状である。

## 第 2 章 の参考文献

- [1] 宇津徳治編；地震の事典，朝倉書店，pp.60, 1987.
- [2] 東京天文台編；理科年表，丸善，1982.

- [3] 宇津徳治 ; 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の表 (1885~1980), 震研彙報, 57, pp.401-463, 1982.
- [4] 気象庁 ; 日本付近の主要地震の表 (1957~1962), 地震月報別冊, 2 号, 1962.
- [5] 気象庁 ; 日本付近の主要地震の表 (1963~1967), 地震月報別冊, 2 号
- [6] 宇佐見龍夫 ; 資料日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1975.

## 第 3 章 中国地方の地震状況

### 3.1 まえがき

第 2 章において、歴史地震および近年の地震観測資料に基づいて日本付近の地震活動度について考察した。中国地方についてみるならば、明らかに、関東以北の地域に較べて地震活動度が低いことは明かである。しかしながら中国地方においても地震が皆無というわけではなく、むしろ、日本海沿岸部のように歴史的にみても度々大きな被害地震を経験している地域もあり、また、近年における都市環境の変化にともなって、地方都市であっても、都市の耐震性が要求されることは自明のことである。いかに大きな地震であっても、遠くの地震が被害をもたらすことは少ないが、たとえ小さな地震でも近地地震は大きな被害をもたらす可能性がある。従って、ある地域の地震危険度を評価しようとするならば、その地域の周辺の地震活動度をより詳しく考察する必要がある。

中国地方は、古代には出雲地方を中心とした山陰側に、日本を代表する文化の栄えた地域であったが、大和朝廷の出現によって、政治の中心が近畿地方に移るとともに、歴史の表舞台から降りることとなった。しかし、平安時代以降、山陰地方に代わって海上交通の要として瀬戸内側が重要度を増すようになり、毛利氏による中国統一によって、近世以降に開けることになった地域である。従って、中国地方では、山陰地方に比較的に地震が多く発生していることに加えて、歴史的に重要な地域であったために、歴史地震に関する資料を相当数見いだすことができる。1000 年以上も昔の地震被害の記録も得られるが、特に、江戸時代以降の地震の記録も多く見いだすことができる。本章では、大日本地震史料に見られる中国地方の歴史地震を中心とし、その後の歴史地震についてもについて考察する。

また、中国地方には 10 カ所の気象台および測候所があり、そこでは、気象観測とともに地震の際の震度が観測されており、また、7 カ所の気象台または測候所では、計器による地震観測が実施されている。震度は、地震動の特性を表す最も単純な尺度であるが、長期間の有感地震の発生状況やその変遷を知るための有効な資料とする

ことができる。そこで、中国地方の各気象台および測候所における震度の記録を収集し、前章で作成された観測地震資料データベースから、それぞれの震源を特定し、震源位置やマグニチュードなどの地震諸元と震度の関係付けを行うことによって、中国地方の地震状況を震度の観点から考察する。

さらに、気象台における地震観測は、一般に、地動変位を観測しており、工学的に重要な意味をもつ加速度波形の観測が行われることは少ない。中国地方における実地震の記録の蓄積が少ないことを考慮して、1988年以降、福山大学構内および福山市松永地区の2箇所において、地震観測を継続しているが、これまでに約20個の地震に対する加速度波形を収集することができた。観測された地震個数も少なく、また、地震の規模あるいは福山での震度もそれほど大きいものではないが、地動加速度の点から中国地方の地震動特性についても考察する。

## 3.2 中国地方の被害地震の歴史的考察

### 3.2.1 大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震

大日本地震史料は、1848年までの日本における地震の記録を集成したものであるが、その中に現れる中国地方の地震についての記述は、第2章で見たように、決して、多いものではない。しかしながら、このような資料は、中国地方の地震災害の歴史的状況を知る上で極めて貴重なものであるので、表3.1～表3.7に、中国地方に関連した歴史地震についての記述を抽出して示す。同表には、大日本地震史料に記載されている地震被害の概要とともに、出典とその記載内容から中国地方における主な被災地を旧国名によって示している。出典に記載されている内容には、単に、地震があったというのみで被害について言及していないものも多数あるが、これも、被災地として示している。さらに、同表には、対応する理科年表に掲載されている地震のマグニチュードの大きさも示している。

表 3.1 大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (1)

年月日	被災地	被害概要	出典	M
743 年 7 月 日	出雲	出雲国楯縫出雲両郡山岳崩壊して民屋田畝埋める	続日本紀	7.4
872 年 3 月 1 日	石見	石見国庁の事壇3カ所陥る	三代實録	
880 年11 月23 日	出雲	出雲国地大いに震い、官舎民屋多く顛倒せり、是日、京都も地強く震えり	類聚国史・三代實録	
940 年12 月 0 日	出雲	出雲国秋鹿郡の海上にある黒島陥没す	古今著聞集	
1095 年 8 月 0 日	出雲	出雲大社鳴動する	中右記	7.4
1185 年 8 月13 日	山城・近江 美濃・伯耆	地大いに震い、京都地域は圻け或は陥り、閑院の皇居、得長寿院、法勝寺の九重塔、阿弥陀堂、金堂、法成寺の廻廊等頽落し、及び宇治橋壁落し、近江の湖水大に減じ、傍近の田、陥落して深淵となれり、余動九月に至りて止まず	山槐記・吾妻鏡・百鍊抄・康富記他	
1468 年 3 月 0 日	長門	長門国松崎八幡宮鳴動す	長防風土記	
1489 年 4 月29 日	北陸・山陰	北陸・山陰両道泥を降らす	日本通記・本朝年代記・かな年代記他	
1642 年 3 月 2 日	因幡	因幡国鳥取地震う	鳥取県地方の災害其他気象関係記録	7.1
1649 年 3 月17 日	伊予・安芸 京都	伊予・安芸両国、地大いに震い、宇和島、松山の二城、石壁崩れ、広島にては、侍町敷町家少しく潰れたり、是日、京都又震う	寛明日記・続史愚抄・松山叢談他	
1671 年 2 月27 日	備前	備前国地強く震う	邑久郡誌	
1676 年 7 月12 日	石見	石見国地大いに震い、津和野城城壁崩れ、市街村落、家潰れ、死者七人、傷者三十五人を生ぜり	堯恕法親日記・承寛模録・萬天日録他	
1677 年 6 月 0 日	長門	長門国山口地震強し	毛利家年表	7.0
1685 年10 月 7 日	周防・長門	周防、長門両国地震強く屋根瓦落ちた	甘露叢	
1686 年 1 月 4 日	安芸・長門 伊予	安芸国地大いに震い、家屋倒潰するもの多く、死者を生ず、備後も地震強く、三原城の石垣所々孕出せり、長門及び伊予にも被害あり	芸藩通志・三原志稿・東宇和郡沿革史他	



表 3.2 大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (2)

年月日	被災地	被害概要	出典	M
1692年 2月 1日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1693年 9月 8日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1693年11月20日	因幡	因幡国鳥取の北方鳴動せり	因府年表	
1695年 3月23日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1695年 4月 4日	因幡・京都	因幡国鳥取地2回震う、この日京都も震う	因府年表・統史愚抄	
1698年 6月 7日	因幡	因幡国鳥取地震う	鳥取県地方の災害其他気象関係記録	
1698年10月24日	因幡	因幡国鳥取地震う	同上	
1698年11月 7日	因幡	因幡国鳥取地震う	同上	
1704年 4月 8日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1704年 4月26日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1704年11月26日	因幡	因幡国鳥取地三回震う	因府年表	
1705年 3月29日	因幡	因幡国鳥取地震強し	因府年表	
1706年 7月21日	因幡	因幡国鳥取地鳴動し、夜に入り止む	因府年表	
1707年 1月18日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	8.4
1707年10月28日	五畿七道	五畿七道に亘り、地大いに震う 三原城石垣孕出し、御門崩れる 出雲で壊家130 広島で、舎屋破損多し 吉備で破損なし 鞆浦で津波あり	鞆浦大岩碑文 ・藝藩通志・吉備温故秘録・ 因府年表・出雲私史	
1708年 5月17日	因幡・美作土佐	因幡国鳥取地震強し、美作、土佐また震う	因府年表・勝間田町誌・宮地日記	
1708年 8月 0日	備前	八月備前勝田郡地強く震う	岡山県勝田郡誌	6.6
1709年 3月16日	因幡	因幡国毛を降らす	因府年表	
1710年10月 3日	因幡・美作伯耆	因幡国の西部並びに美作、地大いに震い、河村、久米両郡においては山崩れ人家を潰せり、倉吉にも被害あり、八幡町においては、六十余戸倒潰せり、また伯耆大山の六坊も震倒す、美作にても人畜多く死せり	因府年表・因伯大年表・美作略史・英田郡誌・大山諸事覚書・統史愚抄	

表 3.3 大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (3)

年月日	被災地	被害概要	出典	M
1711 年 2 月 19 日	因幡	因幡国大谷の澤鳴動し、その響き二里余に達す、月を踰えて止まず	因府年表	6.6
1711 年 3 月 19 日	美作・因幡 伯耆	美作、因幡、伯耆諸国、地大いに震い、山崩れ七十ヶ所、潰家五百、死者四名あり 翌日京都も地震を感じり	岡山県勝田郡誌・英田郡誌・大山諸事覚書他	
1715 年 8 月 26 日	因幡	因幡国鳥取地震う、翌二十九日及び八月一日また震う	因府年表	
1726 年 3 月 30 日	因幡	因幡国法美郡神垣村に山崩あり	因府年表	
1726 年 8 月 1 日	因幡	因幡国鳥取土を降らす	因府年表	6.6
1731 年 11 月 4 日	因幡	因幡国鳥取地震う、同十四日また震う	続史愚抄・月堂見聞集・因府年表	
1733 年 9 月 18 日	安芸・因幡 江戸	安芸国地大に震い、奥郡に被害あり、因幡国も地震強く、同日江戸も震えり	広島市史・因府年表・宮地日記	
1735 年 9 月 3 日	因幡	因幡国鳥取、天赤きこと燃ゆるが如し	因府年表	
1748 年 6 月 20 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	7.0
1748 年 10 月 22 日	因幡	因幡ささがほきの山崩れ、圧死者を生ぜり	因府年表	
1749 年 5 月 25 日	伊予・安芸 土佐・因幡	伊予国宇和島地大に震い、宇和島城破損、其他被害夥し、安芸・土佐も地震強く、因幡国鳥取にても地震を感じたり	東宇和郡沿革史・因府年表・宮地日記・広島市史	
1751 年 3 月 26 日	京都・越中 因幡	京都地震強く、余震日を涉れり、越中も地震強く、因幡鳥取また震う	兼鳳公記・師充日次記・因府年表他	
1751 年 11 月 21 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	6.4
1753 年 2 月 11 日	京都・因幡	京都地震強く震う、因幡鳥取にてもこの地震強く感じたり	師充日次記・因府年表他	
1762 年 9 月 4 日	伯耆	伯耆国大山崩壊し、地下水迸出して人家を流し、死者百人を生ず	続史愚抄	
1762 年 9 月 21 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1768 年 4 月 9 日	因幡	因幡国岩井郡細川村の地隆起し、長さ八十間、幅十間、高さ一丈五尺ほどの壁を生ず	因府年表	

表 3.4 大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (4)

年月日	被災地	被害概要	出典	M
1770 年6 月10 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	6.6
1775 年6 月 5 日	因幡	因幡国鳥取地震い、十一日まで夜震う	因府年表	
1777 年3 月20 日	因幡・京都	因幡国鳥取地震強く震い、二十八日まで連日震う、京都またこの地震を感じず	因府年表・因伯雜記・統史愚抄他	
1778 年2 月14 日	石見・備前 筑前・筑後	石見地震強く震い、石垣崩潰せり、備前、筑前、筑後にても地震を感じたり	岡山市史・日本災異志・吉備温故秘録	
1783 年5 月30 日	安芸	安芸国広島地震う	春水日記	
1784 年3 月21 日	因幡	因幡国鳥取地震う、五日までの間屢震う	因府年表	
1786 年1 月11 日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	
1787 年0 月 0 日	因幡	夏より因幡国智頭川河口なる加路(賀露)の西濱崩壊し民家移転せり	因府年表	
1787 年7 月18 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1787 年7 月26 日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	
1788 年5 月 5 日	因幡	因幡国鳥取地震う、翌日四月一日また震う	因府年表	7.4
1789 年4 月16 日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	
1789 年5 月10 日	土佐・阿波 備前・因幡 安芸	土佐国室津、阿波国富岡、備前国邑久郡地強く震い、多少被害あり、因幡国鳥取また地震強し、安芸国広島また震う	邑久郡誌・因府年表・梅颯日記他	
1789 年7 月 2 日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	
1790 年8 月 2 日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	
1792 年2 月 8 日	因幡	因幡国鳥取地震う、其後屢震い、二十日に至りて止む	因府年表	
1794 年5 月 9 日	因幡	因幡国八東郡横池村に山崩れあり	因府年表	
1796 年1 月 3 日	因幡	因幡国鳥取地強く震う、其後連日余震あり	因府年表	
1798 年2 月20 日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	
1798 年4 月13 日	土佐・安芸	土佐国高知地強く震う、安芸国広島また震う	宮地日記・梅颯日記	
1801 年2 月26 日	因幡	因幡国鳥取地震強し	因府年表	
1804 年2 月16 日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	
1807 年9 月 4 日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	

表 3.5 大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (5)

年月日	被災地	被害概要	出典	M
1808 年 12 月 3 日	因幡	因幡国鳥取地震う、次いでまた震う	因府年表	6.9
1809 年 2 月 5 日	因幡	因幡国鳥取にて太陽の色赤く見えたり	因府年表	
1809 年 5 月 30 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1809 年 8 月 10 日	安芸	安芸国広島地震う	梅隠日記	
1810 年 5 月 24 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1811 年 6 月 23 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1812 年 4 月 21 日	伊予・土佐 因幡・江戸	伊予国松山地大に震い、被害多し、土佐並びに因幡も強震、この日江戸もまた震う	松山史要・宮地日記・因府年表・松山叢談他	
1813 年 2 月 24 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1813 年 6 月 1 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1815 年 3 月 1 日	土佐・加賀 飛騨・近江 因幡	土佐地震う	宮地日記・因府年表他	
1815 年 5 月 11 日	因幡	因幡国鳥取にて月の色紅の如し	因府年表	6.2
1816 年 2 月 1 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1817 年 2 月 2 日	安芸	安芸国広島地震う	梅隠日記	
1818 年 4 月 4 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1818 年 4 月 6 日	因幡	因幡国土を降らす	因府年表	
1819 年 0 月 0 日	備後	三月備後国深津郡引野村地中に声あり	筆のすさび	
1819 年 5 月 10 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1819 年 8 月 2 日	伊勢・美濃 近江・京都 金沢・安芸 信濃・飛騨	伊勢、美濃、近江、地大に震い、伊勢湾、琵琶湖の沿岸震害特に甚しく、倒潰家屋並びに死傷者少なからず 其日、京都、金沢、安芸、信濃、飛騨も亦震い、金沢にては潰家を生じたる	實久卿記・二篠家番所日次記・毛利家譜・梅隠日記・因府年表他	
1821 年 4 月 3 日	因幡	因幡国鳥取地震強し	因府年表	7.4
1823 年 5 月 11 日	因幡・安芸	因幡国鳥取並びに安芸国広島地震う	因府年表・梅隠日記	
1823 年 5 月 15 日	因幡・安芸	因幡国鳥取地震強し、安芸国広島また震う	因府年表・梅隠日記	

表 3.6 大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (6)

年月日	被災地	被害概要	出典	M
1823年 6月 5日	因幡	因幡国鳥取地震強し、次いで三度震う	因府年表	
1823年 9月11日	因幡	因幡国鳥取地震うこと稍長し	因府年表	
1824年 1月27日	大阪・安芸	大阪並びに安芸国広島地震う、翌七年一月一日、十四日、廿三日、二月一日大阪地震う	摂陽奇観・梅 颯日記	
1824年 3月 1日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1827年 8月 4日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1828年 1月22日	因幡・安芸	因幡国鳥取地震う、翌七日また震う、同日安芸国広島も地震あり	因府年表・梅 颯日記	
1828年 2月17日	因幡	因幡国鳥取地鳴あり、翌日また然り	因府年表	
1828年 4月24日	安芸	安芸国広島地震う	梅颯日記	
1829年 3月 4日	因幡	因幡国鳥取地震い、数時間を経て地鳴二回あり	因府年表	
1829年 3月10日	因幡	因幡国鳥取より西方に地鳴を聞く	因府年表	
1829年 3月18日	大阪・因幡	大阪及び因幡国鳥取地震う	摂陽奇観・因 府年表	
1829年 4月26日	因幡	因幡国鳥取にて夕日の赤きこと紅の如し、翌日また同じ	因府年表	
1830年 8月19日	京都・丹波 丹後・因幡 越中	京都及び隣国地大に震う、御所も破損あり、二篠城大破し、仁和寺、嵯峨大覚寺聖藩護院も破損多し、京中の死者二百八十人、傷者千三百人に達せり、龜山は震害多く、潰家二十五戸、死者四人あり、大津に於ても潰家大戸あり、宇治川の堤防悉く損じたり、丹波、丹後、因幡、越中等の諸国にても其地震を強く感じたり	實久卿記・文 政雜記・建斎 叢書・甲子夜 話・京都地震 見聞記・実相 寺過去帳・因 府年表・慶弘 紀聞他	6.4
1830年10月 1日	安芸		梅颯日記	6.4
1830年12月20日	因幡	因幡国鳥取地二回少しく震う	因府年表	
1831年 6月24日	因幡	因幡国鳥取地僅かに震う	因府年表	
1833年 5月27日	美濃・大阪 京都・因幡 飛騨・信濃	美濃・大垣地大に震い、山崩れ、死者多し、大阪、京都、因幡等も地震強し、加賀大聖寺、飛騨、信濃もまた震う	浮世の有様・ 大聖寺町の地 震記録・因府 年表他	

表 3.7 大日本地震資料に見る中国地方の歴史地震 (7)

年月日	被災地	被害概要	出典	M
1833 年10 月10 日	因幡	因幡国鳥取地二回震う	因府年表	
1833 年10 月13 日	因幡	因幡国鳥取微震あり	因府年表	
1833 年12 月 6 日	因幡	因幡国鳥取微震二回あり	因府年表	
1834 年 8 月24 日	因幡	因幡国鳥取地鳴あり	因府年表	
1835 年 5 月18 日	土佐・因幡	土佐地強く震う、因幡国鳥取また震う	宮地日記・因府年表	
1836 年11 月 6 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1837 年 3 月11 日	因幡	因幡国鳥取地鳴あり	因府年表	
1837 年 7 月 5 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1838 年 8 月 4 日	備後	備後国地震う	葛原句当日記	
1839 年 0 月 0 日	安芸	安芸国江波の登り山崩壊せり	広島市史	
1839 年 1 月22 日	因幡	因幡国海士村の地俄に隆起して、長さ一丁半、幅廿間、高さ最も高き所にて一丈八尺の壘を生ぜり	因府年表	
1839 年12 月10 日	因幡	因幡国鳥取微震あり	因府年表	
1840 年 2 月23 日	因幡	因幡国鳥取地震う	因府年表	
1840 年 9 月 9 日	因幡	因幡国鳥取微震あり	因府年表	
1840 年11 月 8 日	備後	備後国地震強し	葛原句当日記	
1841 年 8 月 3 日	因幡	因幡国鳥取にて太陽の色紅く見えたり	因府年表	

表 3.8 大日本地震史料に現れる中国地方の歴史地震に関する記録数

旧国名	記載数	旧国名	記載数
因幡	91	安芸	24
伯耆	3	備後	4
出雲	4	備中	0
石見	3	美作	3
長門	4	備前	4
周防	1		

また、表 3.8 は、中国地方の地震被害について大日本地震史料に記述の出現回数を中国地方の旧国名について上げたものである。

これらの資料に基づいて中国地方の歴史地震について考察すると次のようになる。

- 中国地方で最も古い地震の記録としては、743 年（天平 15 年）7 月の出雲の地震について続日本紀に記述がみられる。古代日本において山陰地方が重要な位置を占めていたことから、石見・出雲の地震被害の記述が多い。
- 震源位置やマグニチュードの推定されている最も古い地震は、880 年 11 月 23 日（元慶 4 年）の出雲の地震でありマグニチュードは 7.4 と推定されている。
- 中国地方の歴史地震の個数は全部で 128 個であるが、そのうち、1640 年以前の地震に付いては、僅かに、8 個を数えるに過ぎない。
- 中国地方で歴史地震資料の最も多い地域は、旧国名で因幡、すなわち、現在の鳥取県であり、中国地方の歴史地震の大半を占める。その多くの地震が依拠するところは殆ど因府年表であるが、中国地方では日本海沿岸部に地震が多発していることと合致する。
- 中国地方の中心地であった安芸周辺の地震に関する記述も多いことが分かる。
- 備前・美作というような現在の岡山県の地震被害は余り多くない。

なお、1707 年 10 月 28 日（宝永 4 年）の地震は、宝永地震と呼ばれるマグニチュード 8.4 と推定される最大級の地震であり、東海、近畿、中四国、九州に大きな被害をもたらした。この地震では、三原城の石垣がはらみ出し、御門が崩れたとあり、また、出雲で民家 130 戸が壊れたり、広島でも被害があったとされるが、吉備では、被害が見られなかった。また、鞆浦では、数 m の津波が 3 度押し寄せたが、人的被害はなかったとしている。瀬戸内海中央部で地震による津波を感じることは殆どないが、太平洋沖合いで発生する巨大地震によっては、津波の影響を受けることが有り得ることを示している。

### 3.2.2 理科年表他にみる中国地方の歴史地震

大日本地震史料には、中国地方の地震状況について相当数の記述を見ることができ  
るが、これは、あくまでも、地震に関する文献資料を収集したものであって、歴史地  
震の状況を全て表すものではない。大規模地震や中国地方に近接した地域で発生した  
地震に対して、当然地震被害が存在したと考えられるにも関わらず、単に、その被害  
に関する資料が存在しないことも考えられる。そこで、主に理科年表を中心としてそ  
の他の地震カタログを参考にして、中国地方に被害をもたらした地震、あるいは、被  
害をもたらしたと考えられる歴史地震を抽出した。

表 3.9～表 3.11 は、理科年表その他に現れる歴史地震のうちで、西日本を震源と  
し、推定されるマグニチュードが 7 以上の比較的大きな地震を挙げている。表 3.9 は、  
大日本地震史料の 1841 年までの期間に相当し、表 3.1～表 3.7 の部分と重複するも  
のがある。表 3.10 および表 3.11 は、日本周辺で発生する最大級の地震とされる 1854  
年の安政南海地震 ( $M = 8.4$ ) 以降の、ここ百数十年の間に中国地方に少なからぬ被  
害をもたらした地震が挙げられている。マグニチュード 8 を越える巨大地震は、その  
他に、濃尾地震 (1891,  $M = 8.4$ ) と南海地震 (1946,  $M = 8.1$ ) があるが、中国地方か  
らみれば幸いにも遠い地震であったために、特に被害が大きかった訳ではない。

しかしながら、マグニチュード 7 クラスの地震であっても中国地方を震源とする地  
震は、甚大な地震被害をもたらしている。特に、浜田地震 (1872,  $M = 7.1$ )、芸予地  
震 (1905,  $M = 7.6$ )、鳥取地震 (1943,  $M = 7.4$ ) は、その最たるものといえることがで  
き、地震が余り起こらないと考えられている中国地方であっても、ほんの数十年前に  
は、多数の死傷者と家屋の被害をもたらした地震が起こっていることに注意しなけれ  
ばならない。鳥取地震から既に 50 年以上を経過し、この間には、特に顕著な地震を  
経験していない。そのみならず、次節に見るように、震度 1 ないし 2 程度の有感地  
震の回数そのものも減少している。これは、今後とも中国地方には、大きな被害をも  
たらすような地震が発生しないことを意味しているのではなく、むしろ、地震は基本  
的に繰り返し発生するものであることを考えると、地震の危険性が、より高まりつつ  
あると見なければならぬであろう。



表 3.9 理科年表に現れる中国地方の歴史地震 (1)

年月日	年号	被災地／地震名	被害概要	M
599年 5月28日	推古5年	大和	倒壊家屋を生じた	7.0
684年11月29日	天武13年	土佐その他南海 東海、西海諸道	諸国の郡官舎・百姓倉・神社の壊多 く、人畜死傷多し。津波あり。	8.4
701年 5月12日	大宝1年	丹後	地震うこと三日	7.0
734年 5月18日	天平6年	畿内	民家倒壊、圧死多し、山崩れ	7.0
880年11月23日	元慶4年	出雲	社寺、家屋倒壊破損多く、京都でも 感じる	7.4
887年 8月26日	仁和3年	五畿七道	京都の民家官庁の倒壊多く死者多数	8.6
922年 0月 0日	延喜22年	紀伊	浦々津波、正史になし	7.0
1096年12月17日	永長1年	畿内、東海道	東大寺の巨鐘落ち、諸寺に被害	8.4
1099年 2月22日	康和1年	畿内	興福寺西金堂壊れる	8.0
1185年 8月13日	文治1年	近江、山城、大和	白河辺の被害甚大、家屋倒壊	7.4
1331年 8月15日	元弘1年	紀伊	千里浜干潟 20余町隆起して陸地とな る	7.0
1360年11月22日	正平15年	紀伊、摂津など	5日にも大震、熊野、尾鷲に津波	7.0
1361年 8月 3日	正平16年	畿内、土佐、阿波	諸堂倒壊破損多し。阿波で流失 1700	8.4
1408年 1月21日	応永14年	紀伊、伊勢	紀伊、伊勢、鎌倉に津波	7.0
1498年 9月20日	明応7年	東海道全般 明応地震	紀伊、房総、津波有り流失 1000、溺 死 5000	8.6
1520年 4月 4日	永正17年	紀伊	熊野、那智の寺院破壊。津波有り	7.0
1586年 1月18日	天正13年	畿内、東海、東 山、北陸諸道	飛騨白川谷で山崩れ	7.9
1596年 9月 5日	慶長1年	京都および畿内	伏見城天守大破、大阪、神戸で壊家 多し	7.0
1605年 2月 3日	慶長9年	東海、南海、西海 諸道 慶長地震	各地で死者多数。津波あり。瀬浦で 波高 10 丈。	7.9
1649年 3月17日	慶安2年	伊予、安芸	松山城壁崩れ、宇和島城石垣崩れる	7.1
1662年 6月16日	寛文2年	中部、近畿	大地震、死者数千人	7.6
1662年10月31日	寛文2年	日向、大隅	山崩れ、津波、壊家 3800、死者 200	7.6
1686年 1月 4日	貞享2年	安芸	壊家多く死者有り、三原城石垣はら みだす	7.0
1707年10月28日	宝永4年	五畿七道 宝永地震	壊家 29000、死者 4900	8.4
1749年 5月25日	寛延2年	伊予宇和島	宇和島城破損、広島、土佐、鳥取で 有感	7.0
1769年 8月29日	明和6年	日向、豊後	大分城、社寺町屋数破損多し	7.4

表 3.10 理科年表に現れる中国地方の歴史地震 (2)

年月日	年号	震源地／地震名	被害概要	M
1789年 5月10日	寛政1年	阿波	寺院、町や、土蔵に被害、山崩れ	7.4
1854年12月24日	嘉永7年	安政南海地震	出雲で局地的に大きく揺れた。広島	8.4
	安政1年		で屋根の揺れ幅が0.5mあった。	
1872年 3月14日	明治5年	浜田地震	浜田で全壊率80%以上の町もあった。山崩れ多し。広島県芸北町で、500mにわたって亀裂が生じた。	7.1
1891年10月28日	明治24年	濃尾地震	中国地方で、震度3~4、西部で震度2~3。	8.4
1898年 4月 3日	明治31年	山口県見島	見島西部で最も強く、石垣の崩壊、地面の亀裂、軒瓦の落下、家屋の損壊多し。長門市では、神社仏閣の損傷多く、中に倒壊するものあり。	6.8
1899年 3月 7日	明治32年	紀伊半島南東部	中国地方で震度2~3。	7.6
1904年 6月 6日	明治37年	宍道湖付近	同日 M=6.5 の地震もあった。堤防の亀裂、瓦の落下などの被害があった。	6.7
1905年 6月 2日	明治38年	安芸灘	広島・呉・江田島・宇品で強く、震度	7.6
		芸予地震	5~6。埋立地の被害多し。	
1909年11月10日	明治42年	日向灘	広島県吉川村で壁に小亀裂、岡山県撫川で全壊1、高梁町で塀の倒壊、庭瀬町で半壊など。	7.9
1919年11月 1日	大正8年	広島県三次付近	三次・山内西・八次・和田の各町村で煉瓦窓の破損、土蔵壁の亀裂、石垣の小破損、石碑の転倒などの被害があった。	5.9
1925年 7月 4日	大正14年	美保湾	境・米子付近で強く、壁の亀裂、石垣の破損多し。地割れ、噴水、墓石の転倒があった。	6.3
1927年 3月 7日	昭和2年	京都府北西部 北丹後地震	鳥取市で傷1、米子市で倒壊2、破損2。岡山県で小被害。中国地方東部で震度4、西部で震度3。	7.5
1941年 4月 6日	昭和16年	山口県須佐付近	山口・島根県境付近で小被害。須佐・江崎付近で土塀崩壊、墓石転倒、崖崩れ、道路の亀裂あり。	6.2
1941年11月19日	昭和16年	日向灘	中国地方全域で震度3。	7.4

表 3.11 理科年表に現れる中国地方の歴史地震 (3)

年月日	年号	震源地／地震名	被害概要	M
1943 年 3 月 4 日	昭和 18 年	鳥取沖	鳥取市・気高・岩見・八頭各郡で小被害。建物倒壊 68、半壊 515。賀露港の護岸 3 箇所で崩れ、湖山村で 300m の崖崩れあり。	6.1
1943 年 9 月 10 日	昭和 18 年	鳥取付近 鳥取地震	死者 1083、重軽傷者 3259、全壊家屋 7485、半壊家屋 6158、全焼家屋 251。	7.4
1946 年 12 月 21 日	昭和 21 年	南海道沖 南海地震	死者 1330、傷者 2632、不明者 102、全壊 11591、半壊 23487、流失 1451、消失 2598。	8.1
1949 年 7 月 12 日	昭和 24 年	安芸灘	呉で死者 2。道路の亀裂多く、水道管の切断、山林の崖崩れあり。	6.2
1950 年 8 月 22 日	昭和 25 年	三瓶山付近	震央付近で崖崩れ、壁の亀裂、基石の転倒あり。	7.4

### 3.2.3 中国地方の歴史地震の震源分布

図 3.1 は、中国地方の歴史地震の震源分布を表したものである。中国地方の歴史地震については、その全ての地震について、震源の位置やマグニチュードなどが決定されているわけではない。特に、大日本地震史料に記載されている多くの地震については、単に、地震があったという程度の記述も多く、それらを明らかにすることが不可能なものが多い。ここでは、主として理科年表 [1] と宇佐見の資料日本被害地震総覧 [2] によって描いたものである。

中国地方の歴史地震の中で、震源位置やマグニチュードが推定されている最も古い地震は、880 年の出雲の地震で  $M = 7.4$  とされている。次に、震源が特定されているものは、1649 年の伊予および安芸に被害をもたらした  $M = 7.1$  の地震である。図 3.1 に見られるように、中国地方の歴史地震の震源は、鳥取・島根両県にわたる日本海沿岸部と安芸灘から伊予灘にかけての瀬戸内海部に集中している。中国地方の山地部には余り地震は発生しないが、広島・島根県境から大山にかけてマグニチュード 6 クラスの地震が発生している。紀伊半島から四国・九州の沖合いでは、マグニチュード 8 クラスの巨大地震が多数発生しているが、中国地方からみれば、震央距離

は 200km 以上にもなり、特に、これらの地震によって顕著な被害を受けるということとはなかった。

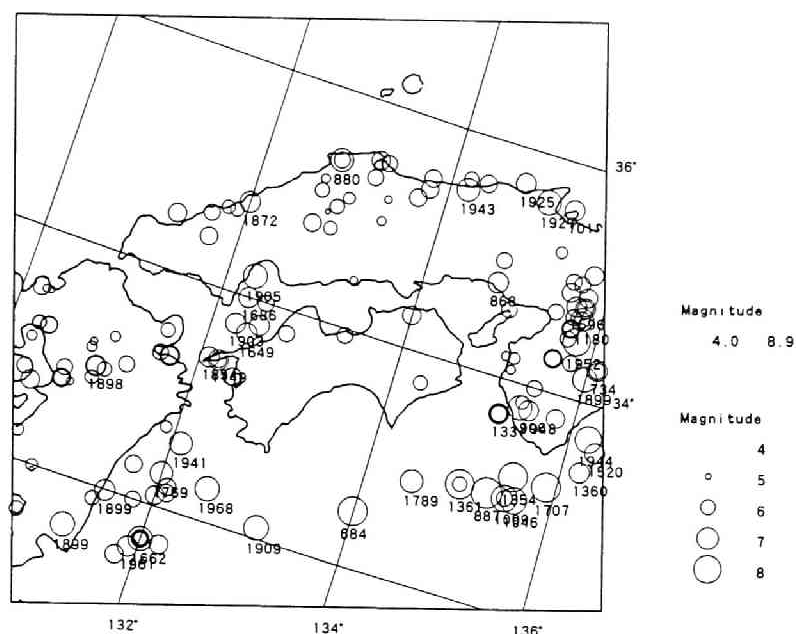


図 3.1 中国地方の歴史地震の震源分布

図 3.2 は、明治以降の地震観測資料データベースに基づいて、中国地方で発生したマグニチュード 4 以上の地震の震源分布を示したものである。ただし、マグニチュードの大きさによって区別することなく、全て点で表している。図 3.1 に示された歴史地震の震源分布と基本的には同様であるが、島根県西部から山口県にかけての日本海沿岸部での地震は少なく、日本海沿岸部では、鳥取県に集中して、地震が発生していることが分かる。山地部に発生する地震は多くはないが、広島・島根県境でよく地震が起こっている。安芸灘から伊予灘、日向灘にかけて地震が多発するが、瀬戸内海中部での地震は少ない。一方、歴史的な巨大地震がしばしば発生している太平洋の沖合いでは、地震の発生は少なく、紀伊半島および紀淡海峡に集中している。

図 3.3 は、北緯  $32^{\circ} \sim 36^{\circ}$ 、東経  $130^{\circ} \sim 136^{\circ}$  の領域を考慮して、この領域内で発生した中国地方を震源とする地震のマグニチュード別の個数を年次別に表したものであり、また、図 3.4 は、(2.1) によって図 2.7 と同様に評価した地震の年次別放出エネルギーの総和である。地震回数についてみれば、1945 年前後は、地震回数が極めて多かったが、増減を繰り返し、現在は、地震回数が相当減少していることが示されるが、放出

エネルギーの面からみると、余りマグニチュードの大きい地震は発生しておらず、中国地方においては、近年の地震活動が低くなっていることが分かる。

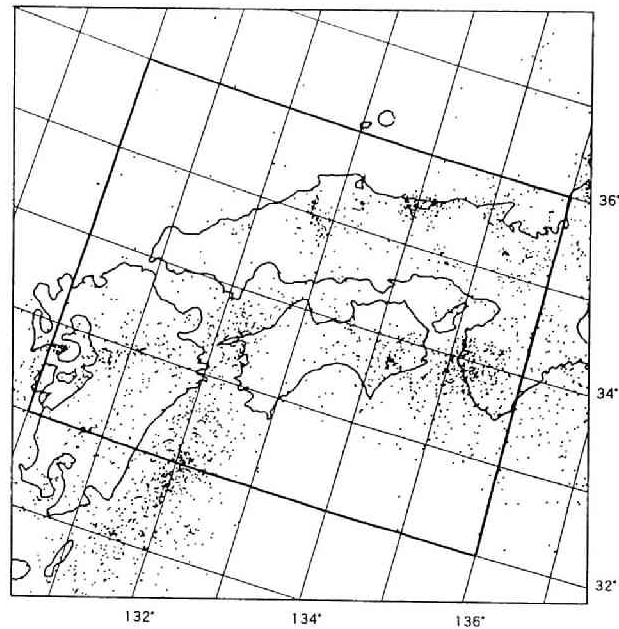


図 3.2 観測地震資料による中国地方の地震の震源分布

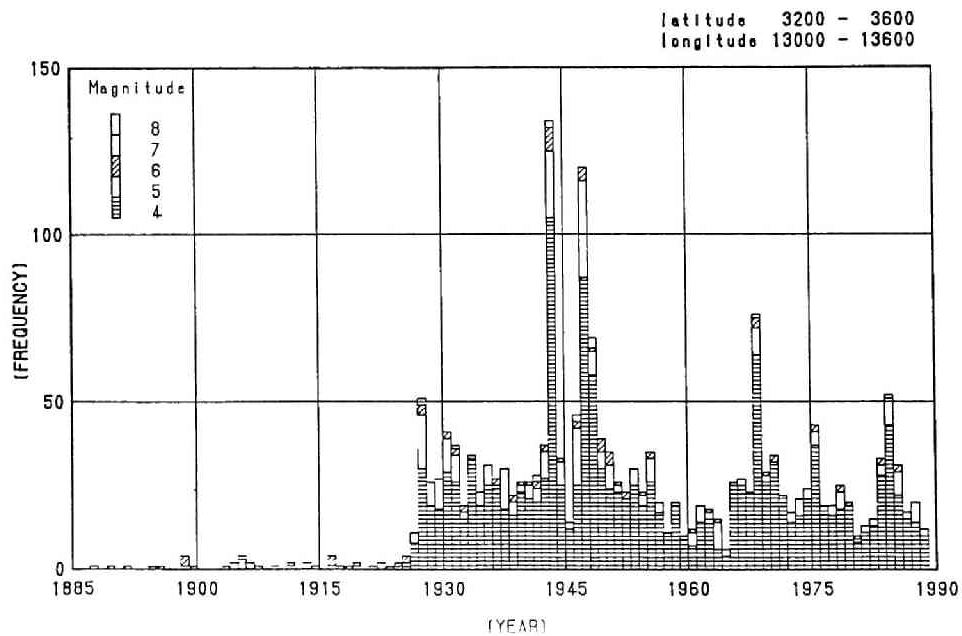


図 3.3 観測地震資料による中国地方の地震のマグニチュード別地震個数

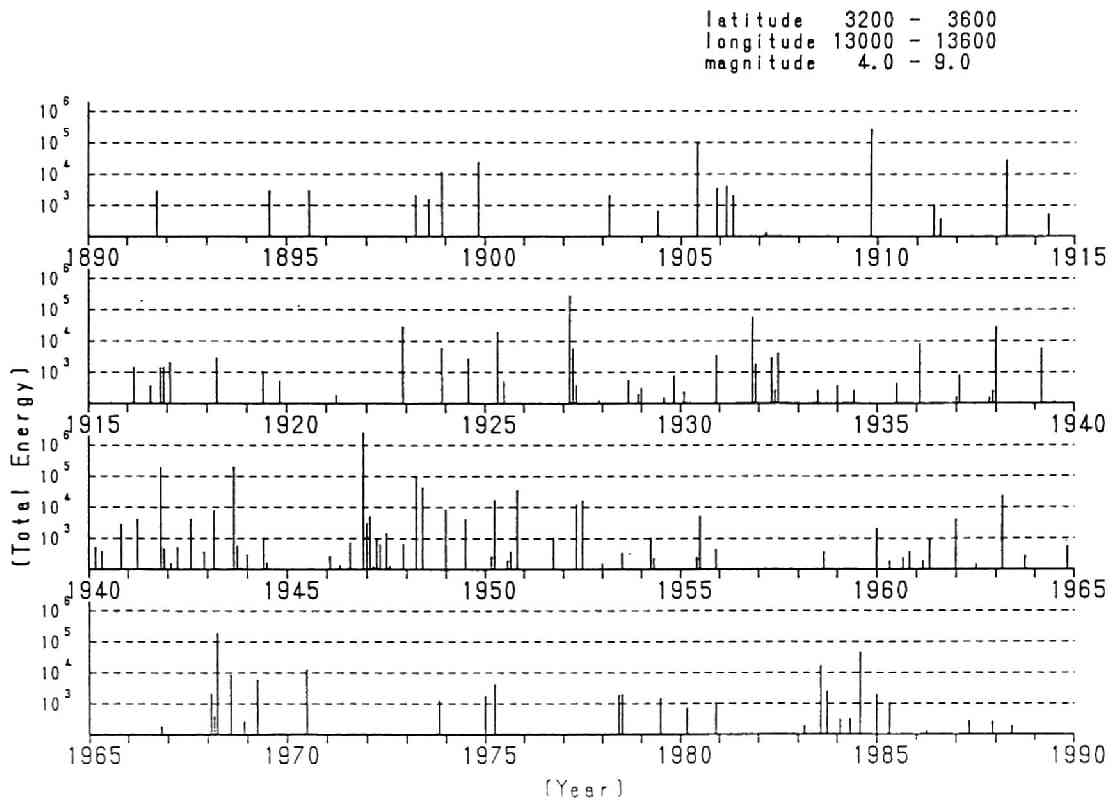


図 3.4 観測地震資料による中国地方の地震  
の放出エネルギー

### 3.3 中国地方各地の震度

#### 3.3.1 気象台および測候所における震度観測資料

地震観測網が整備されて、地震の発生後、直ちに各地の震度と震源位置やマグニチュードの大きさが発表されるようになったのは極く近年のことであり、それでも地震波形やある場所での加速度波形およびその最大値といったような工学的に有用な情報を得ることは一般に困難である。しかも、それらを過去に遡って調べることは殆ど不可能であるといわざるを得ない。しかし、各地に存在する気象台や測候所では、それらが設置されてから以降の、その地における地震震度の記録を蓄積しているので、それらを調査することによって、相当古くからのその地域の地震による地盤の揺れの性質を知ることができる。

表 3.12 中国地方の気象台・測候所とその位置

気象台 測候所	地震観測所	緯度	経度
広島気象台	○	34°24'	133°26'
福山測候所		34°27'	133°15'
岡山気象台	○	34°41'	133°55'
鳥取気象台	○	35°30'	134°11'
米子測候所	○	35°26'	133°21'
松江気象台	○	35°27'	133°04'
浜田測候所	○	34°54'	132°04'
山口測候所		34°24'	131°24'
萩測候所		33°57'	130°56'
下関気象台	○	34°09'	131°27'

震度の記録という点についてみるならば、地震月報には、顕著地震に対する各地の震度が掲載されているので、それから、中国地方の関連地域の震度情報を抽出することも可能であるが、やや、面倒である。一方、理科年表には、地震観測を行っている気象台や測候所における震度の年度および月別頻度がまとめられているが、個々の地震についての情報がないので、ある地点の震度とその地震の震源とを結び付けることができない。そこで、中国地方の地震特性を震度の記録から知るために、表 3.12 に示す中国地方の各気象台や測候所における有感地震の震度の記録を調査した。表中の○で示した7箇所は、地震観測が実施されている所である。

各地の地資料として収集した期間には長短があるが、広島、岡山気象台の資料期間が最も長く、約 100 年間の資料であり、その他は数 10 年程度の資料である。

表 3.13 は、各気象台および測候所において観測された有感地震の頻度を震度別に表したものであり、表 3.14 には、特に、中国地方で震度 5 以上の地震を観測した地震を含めて、顕著な地震災害をもたらしたいくつかの地震について各地の震度を示している。中国地方で観測された最も大きな震度を示したものは、芸余地震 (1905,

$M = 7.6$  および宮崎を震源とする地震 (1909,  $M = 7.6$ ) の際の広島で震度 6、鳥取地震 (1943,  $M = 7.4$ ) の際の米子における震度 6 であるが、鳥取気象台の資料にはこの地震を含んでいないが、震度は 6 であった。

表 3.13 中国地方の各気象台・測候所における有感地震の震度別地震頻度

気象台 測候所	資料期間	震 度						合 計	年平均
		6	5	4	3	2	1		
広島	1884-1980	2	9	5	77	118	369	580	5.4
福山	1942-1982			2	24	126	130	282	6.0
岡山	1902-1980		1	2	18	140	327	488	6.2
鳥取	1944-1978			2	34	115	207	358	10.2
米子	1941-1975	1		1	18	43	76	139	4.0
松江	1943-1980		2	1	16	25	41	85	2.2
浜田	1923-1981			1	18	56	128	203	3.4
山口	1955-1979			1	4	18	21	44	1.8
萩	1922-1979				3	11	12	26	0.4
下関	1922-1979			1	4	11	20	38	0.8

表 3.14 中国地方の顕著地震と震度

年	地震	$M$	広島	福山	岡山	鳥取	米子	松江	浜田
1905	芸予地震	7.6	6						
1909	宮崎	7.6	6		3				
1943	鳥取地震	7.4	3	4			6		3
1946	南海地震	8.1	3	4	4	4	4	4	4

震度 1 以上のいわゆる有感地震数は、資料期間の長短に応じて、多少があるのは当然であるが、年間当たりの平均数で見ても、場所によって異なり、鳥取では年平均 10 個、広島、福山、岡山で年平均 6 個であるが、山口、萩、下関といった中国地方西部



地域では非常に少ない。年間当たりの有感地震の個数は、近年さらに減少しているように考えられる。

### 3.3.2 中国地方の震度記録

広島气象台および岡山气象台では、ほぼ、100年間の震度の記録が得られている。図3.5および図3.6は、両气象台における有感地震の震度別頻度の年次変化を5年間の移動平均として表したものである。年間の平均有感地震の数は、表3.13から6個前後であるが、両气象台においても、有感地震の頻度は10年程度の間隔で高低が見られる。しかし、1950年以降、有感地震の数が目立って減少していることが読み取れる。

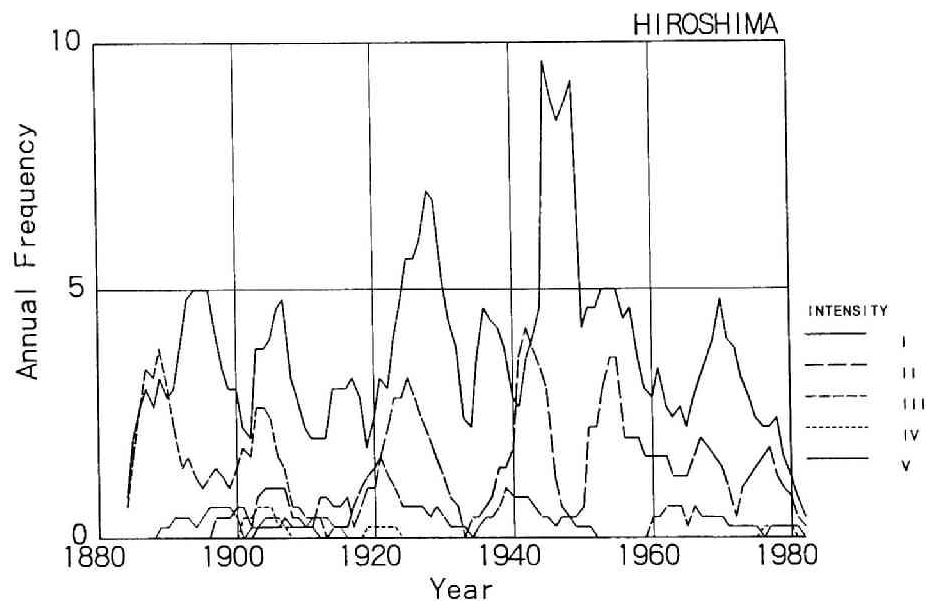


図 3.5 広島气象台における5年平均有感地震数の年次別変化

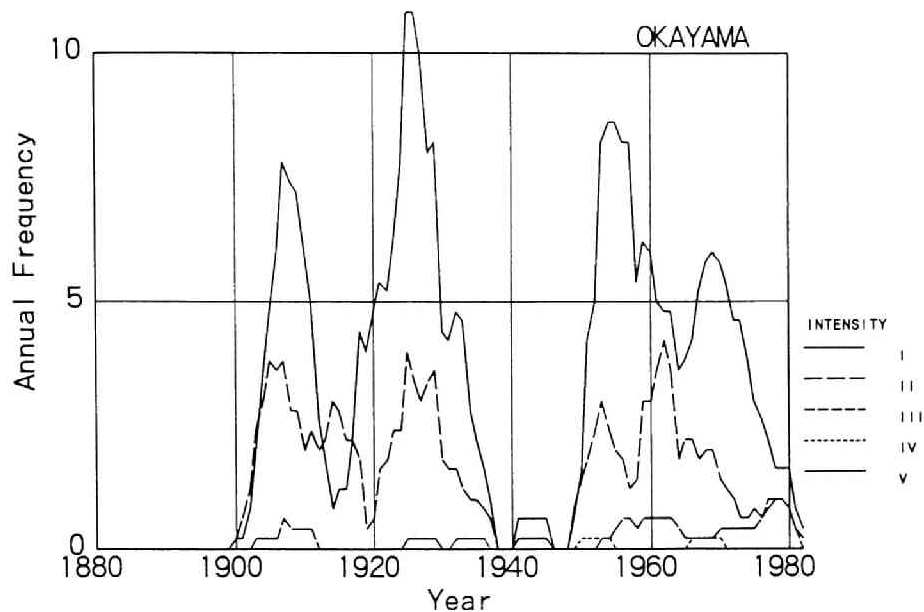


図 3.6 岡山気象台における 5 年平均有感地震数の年次別変化

図 3.7 は、地震資料から中国地方を震源とする地震、すなわち、震源の位置が、北緯  $32^{\circ} \sim 36^{\circ}$ 、東経  $130^{\circ} \sim 136^{\circ}$  の範囲にあるマグニチュード 4 以上および 5 以上の地震個数を求め、5 年間の移動平均によって、年間平均地震個数として表したものである。地震が発生してもマグニチュードの小さい地震では、有感地震として感知されないもので、有感地震数と直接には関係がないが、平均地震個数の年次変化と有感地震数の年次変化の様子は、特に、広島ではよく合っている。1925 年以前の地震資料にはマグニチュード 6 未満の地震は殆ど含まれていないので、それ以降が比較の対象となるが、中国地方およびその近辺において地震の発生そのものが 1950 年以降減少していることが示される。

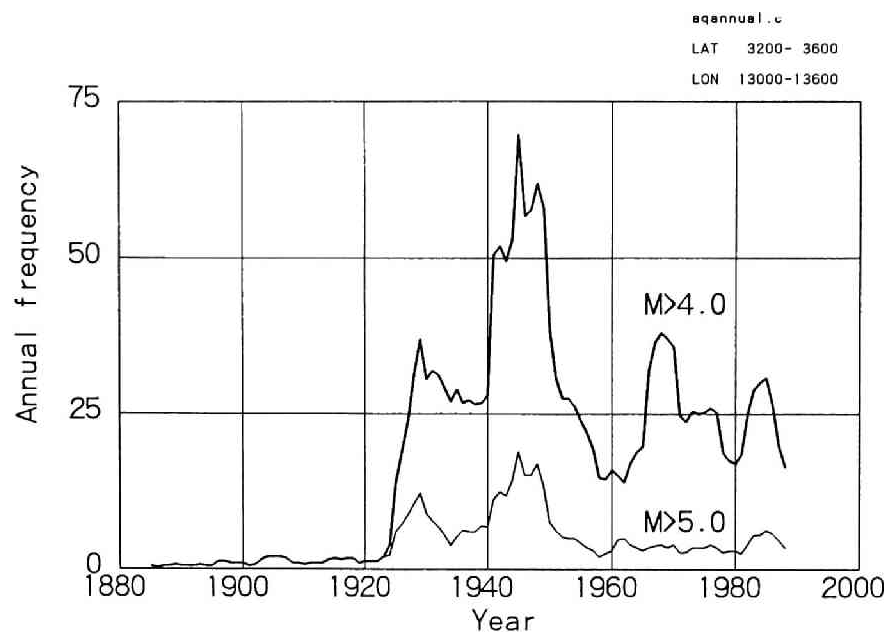


図 3.7 中国地方を震源とする 5 年平均地震  
個数の年次別変化

### 3.3.3 地動加速度の推定

各気象台あるいは測候所で得られた震度の記録は、その場所での地震動の強さを表したもので、地震記録波形の少ない中国地方に取っては、貴重な記録であるといえることができる。

図 3.8 および図 3.9 は、それぞれ、広島気象台および岡山気象台において観測された有感地震の震央距離とマグニチュードを両軸にとって、震度を記号別に表したものである。また、鳥取気象台および福山測候所については、資料期間が短く資料数も少ないが、参考のために図 3.10 および図 3.11 に同様の図として表示した。

震度は、地震動の強さの程度を概括的に表したものであり、必ずしも明確なものではないので、震央距離とマグニチュードに対して必ずしも震度の大小関係が保たれているわけではない。

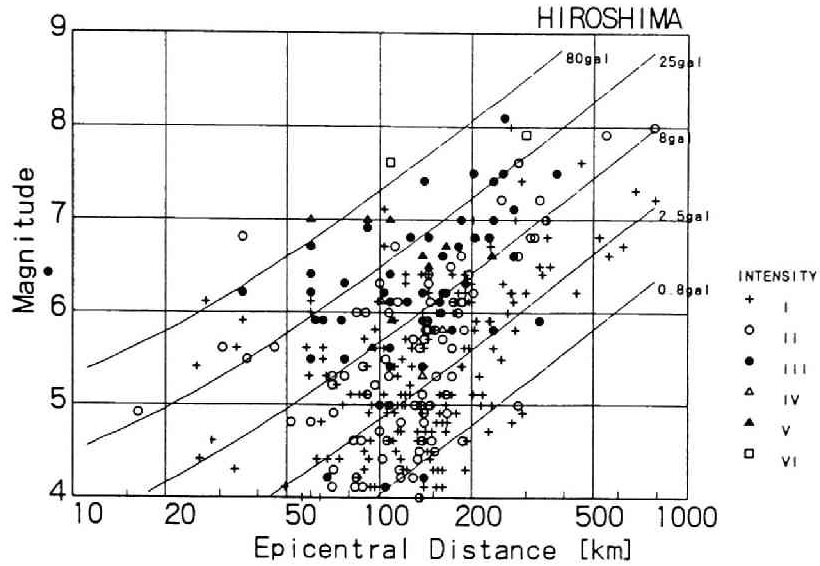


図 3.8 広島気象台における震度と加速度推定値

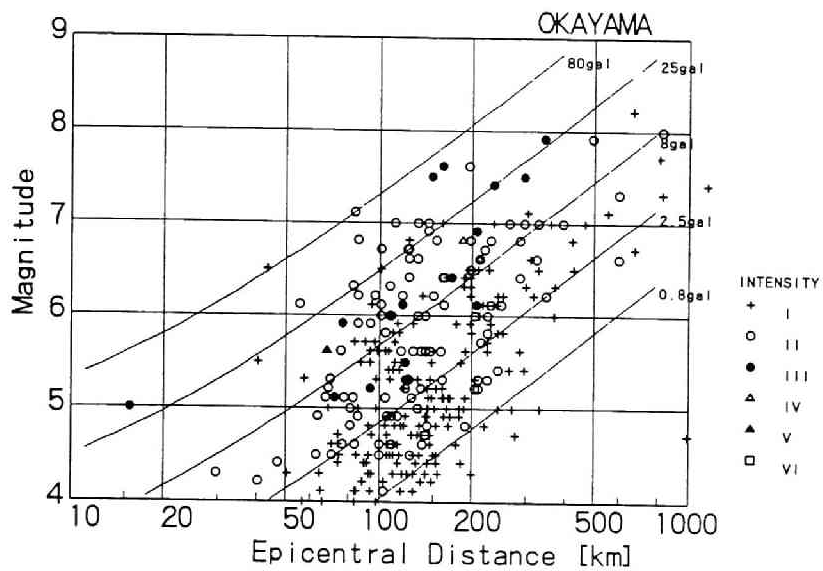


図 3.9 岡山気象台における震度と加速度推定値

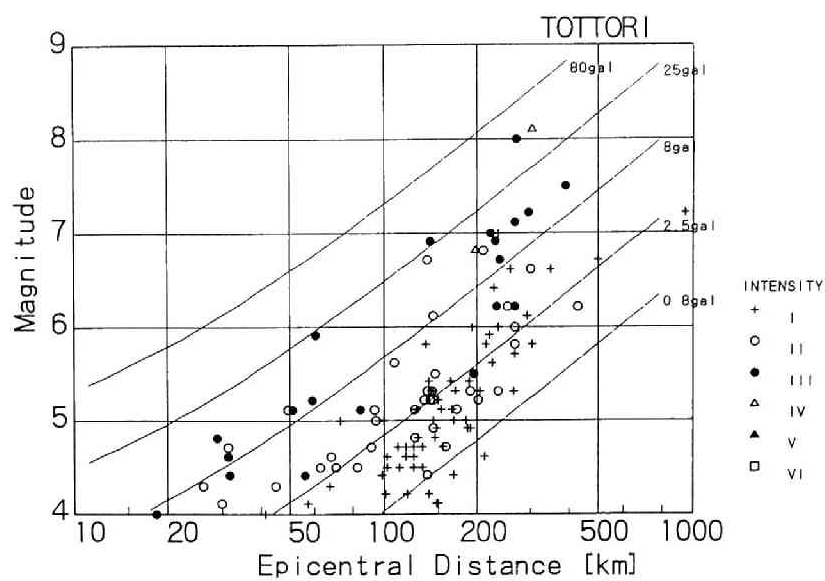


図 3.10 鳥取気象台における震度と加速度推定値

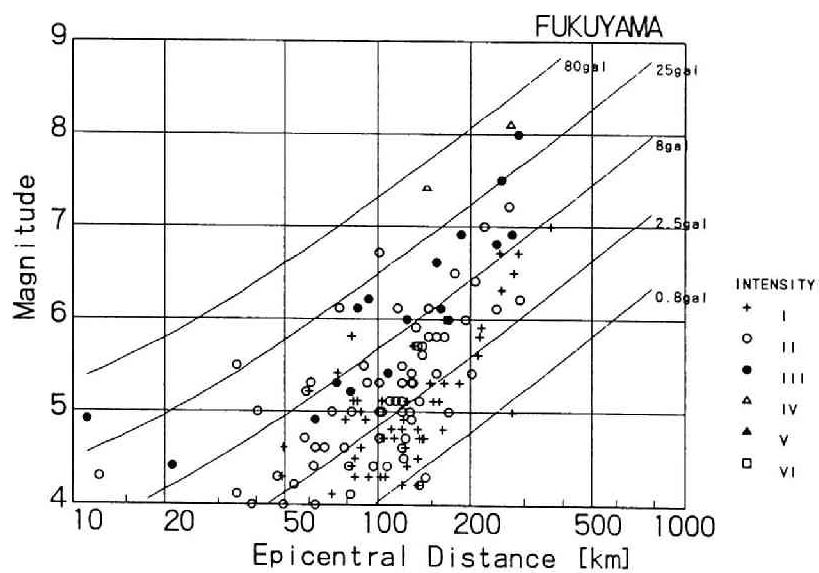


図 3.11 福山測候所における震度と加速度推定値

震源距離と地震マグニチュードから、地震加速度の最大値を評価する式として、金井式と呼ばれる実験式

$$A_m = \frac{5}{\sqrt{T_G}} 10^{0.61M - \{1.66 + (3.60/r)\} \log_{10} r + \{0.167 - (1.83/r)\}} \quad (3.1)$$

がしばしば用いられている。ここに、 $A_m$ は地動の最大加速度 (gal) を示し、 $T_G$ は地盤の卓越周期 (sec) を、また、 $r$ は、震源距離 (km) を表しているが、各図には、(3.1) を用いて、気象庁の震度階を表す参考資料として与えられている加速度のレベルを併せて示している。ちなみに、気象庁の震度階では、各震度に対する加速度の目安として、震度 0(無感:0.8gal 以下)、震度 1(微震:0.8gal~2.5gal)、震度 2(微震:2.5gal~8gal)、震度 3(弱震:8gal~25gal)、震度 4(軽震:25gal~80gal) としている。各図ともに、観測された震度は、必ずしもここに示されたゾーンに納まっているわけではないが、全体的な傾向としては合致するものと考えられる。

### 3.4 観測地震に基づく中国地方の地震動特性

#### 3.4.1 地震観測位置と観測システム

気象庁による中国地方における地震観測は、表 3.12 に示される 7 箇所に置いて実施されているが、気象庁における地震観測は、地動変位の計測が主であって、耐震設計に応用するには余り適していない。また、中国地方での地震観測そのものがあまり実施されていないのが現状であり、地震の少なさとあいまって、中国地方の加速度地震記録の蓄積は殆どなされていない。

そこで、中国地方の地震動特性を実地震の観測によって明らかにするために福山大学構内および同大学から南東に約 3km の距離にある福山市松永地区の潮崎神社境内において 1988 年以降地震観測を実施している。

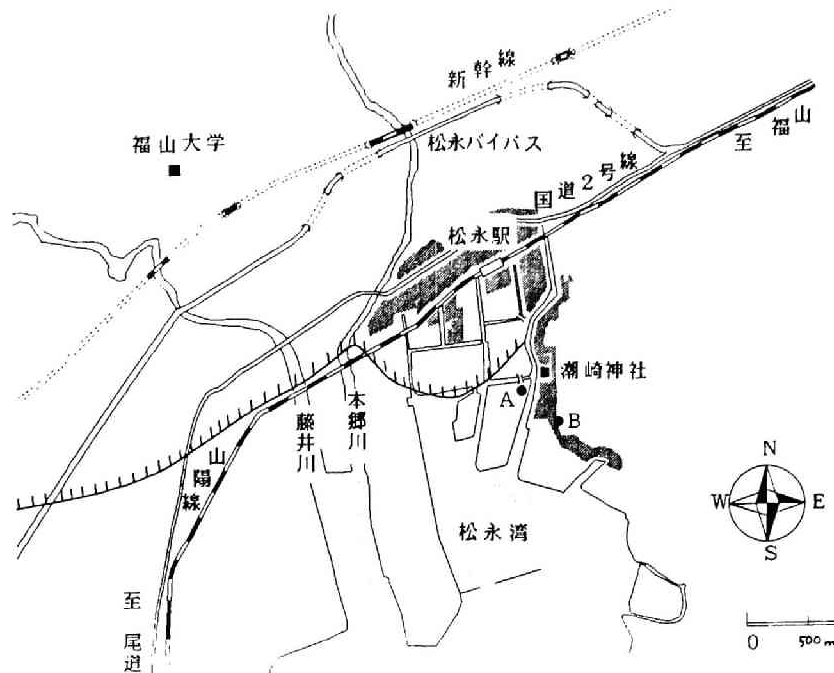


図 3.12 地震観測場所 (福山大学および潮崎神社)

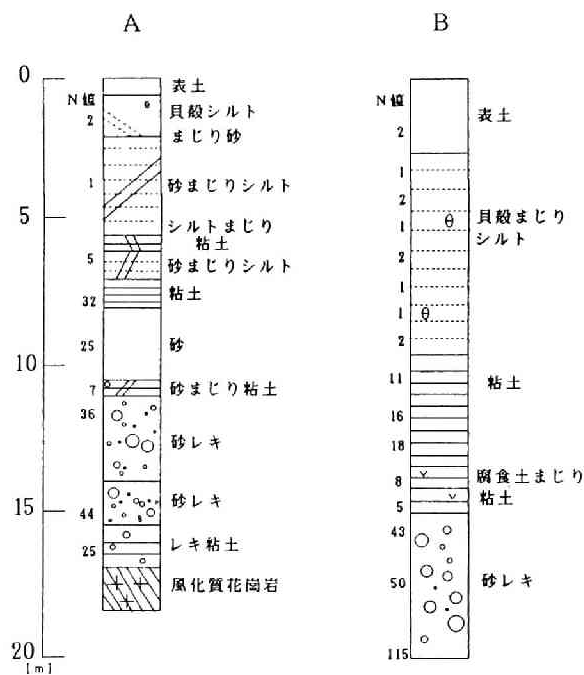


図 3.13 潮崎神社周辺の地盤柱状図

図 3.12は、観測システムの設置場所を示す。福山大学は丘陵地であるのに対して、潮崎神社は、松永湾に面した本郷川などの堆積地であり、図 3.13の示す同神社近傍の A および B 地点のボーリング柱状図が示すように、地表から 10m 程度の

深さまで N 値の極めて低い軟弱な地層構成を持つ地盤である。両地点の地表面上に 70cm×70cm×20cm のコンクリート製ベンチの上に東西 (EW)、南北 (NS)、上下 (UD) の 3 成分について、サーボ型加速度計を設置している。なお、福山大学構内においては、同時に動コイル式速度計を用いて、南北 (NS) 成分の速度波形の観測も同時に行っている。これは、地震計は、その方式に応じて固有の感度特性を持つので、同一の地震の同一方向の振動に対して検出器から観測される加速度波形と速度波形の間に整合性があるかどうかを検討するためである。



図 3.14 地震観測システム

図 3.14 の計測システムに示すように、サーボ型加速度計によって検出された加速度出力信号は、増幅器によって適宜増幅されたのち、デジタルレコーダによって数値信号として記録される。デジタルレコーダは、トリガーレベル、プレトリガー時間、サンプリング時間間隔、記録時間などの設定ができるとともに、タイムスタンプ機能を持ち、高精度でかつ信頼性のある計測システムの構成を可能にしている。また、地震記録は、数値化データとしてディスクに記録されるので、その後のデータ解析を極めて容易に行うことができる。なお、本計測では、サンプリング時間間隔を 0.01sec に設定し、加速度の上下動成分が 1gal を超過したとき、トリガーを起動し、地震波形を記録するようになっている。1 回の地震に対する計測時間は、起動前のプレトリガー時間を 20sec に設定し、起動後 60sec 間と合わせて 80sec 間としている。なお、福山大学および潮崎神社に設置された 2 組の計測システムは、同じシステム構成であるが、それぞれは、独立に動作するようになっているので、2 点で観測された地震波形の時間差などは不明である。計時は、デジタルレコーダに内蔵の時計によって行っている。



## 3.4.2 観測された地震記録

表 3.15 にこれまで観測された地震リストを示すとともに、図 3.15 に震源位置を示す。観測された地震の数は、決して多くはなく、マグニチュードの大きさも 4~6 程度であり、福山における震度も大きいもので 2 程度でしかなかった。観測された地震の多くは、鳥取県西部を震源とする地震であったが、これは、1989 年から 1990 年にかけてこの地方において地震活動が活発となり、群発性の地震が発生したたことによるもので、現在は鎮静化している。

表 3.15 福山で観測された地震のリスト

番号	日付	震央位置	緯度	経度	$h$	$M$
1	1988- 6-14	島根広島県境	35°08'	132°43'	11	4.3
2	1988- 7-29	伊予灘	33°41'	132°30'	53	5.0
3	1989-09-25	室戸岬沖	33°21'	134°55'	53	5.0
4	1989-10-27	鳥取県西部	35°15'	132°33'	10	5.3
5	1989-11- 2	鳥取県西部	35°16'	133°22'	16	5.4
6	1989-11-10	鳥取県西部	35°16'	133°22'	13	4.4
7	1989-11-11	瀬戸内海中部	34°01'	133°32'	13	4.2
8	1990- 1-20	広島県北部	34°53'	132°56'	11	4.2
9	1990- 2- 1	安芸灘	34°06'	132°53'	37	3.8
10	1990- 5- 9	瀬戸内海中部	33°32'	132°01'	71	4.5
11	1990- 9-29	兵庫県西部	35°00'	134°17'	12	5.4
12	1990-11-21	鳥取県西部	35°16'	133°21'	14	5.1
13	1990-11-21	鳥取県西部	35°16'	133°21'	13	4.4
14	1990-11-23	鳥取県西部	35°16'	133°22'	14	5.2
15	1990-12- 1	鳥取県西部	35°18'	133°18'	10	4.9
16	1991- 1- 4	伊予灘沿岸部	33°30'	133°22'	60	5.4
17	1991- 1-24	安芸灘	34°06'	132°48'	40	4.0
18	1991- 4-26	安芸灘	33°59'	132°36'	53	4.4
19	1991- 8-28	島根県東部	35°20'	133°11'	15	5.9
20	1991-10-28	周防灘	33°54'	131°06'	20	6.0
21	1991-11-13	瀬戸内海中部	34°21'	133°18'	14	3.6

$h$  : 震源深さ (km)

$M$  : マグニチュード

また、安芸灘から伊予灘にかけての瀬戸内海でもいくつかの地震が発生した。いずれも、福山からみて、震央距離は50~150kmであるが、表3.15の番号3の室戸岬沖の地震や、番号20の周防灘を震源とする地震の震央距離は200km程度の遠距離地震であったのに対し、番号21の地震は、震央距離約9kmの極めて近距離の地震であって、マグニチュード3.6の小規模地震であったが、最大加速度10gal程度の記録を観測した。

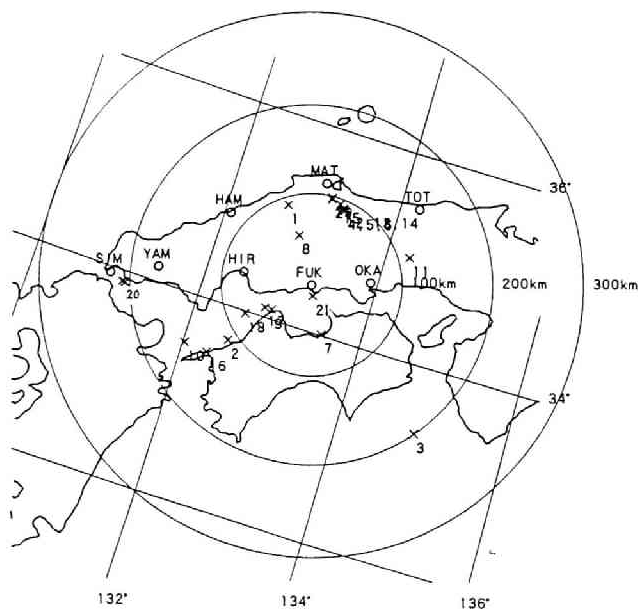


図 3.15 観測された地震の震源分布

観測期間中において最大の加速度記録が得られた地震は、1991年8月28日の島根県東部を震源とするマグニチュード5.9の地震である。図3.16および図3.17に福山大学と潮崎神社で観測された加速度波形を示す。なおその最大値を表3.16に示す。この地震のマグニチュードは5.9と中程度の規模の地震であったが、松江、米子で震度4、呉、岡山、鳥取、高知、高松で震度3を記録するなど、中国地方全域で強い揺れを感じた。なお、広島、福山、浜田、松山、徳島で震度2であった。

島根県東部 91-08-28 10:29 (福山大学)

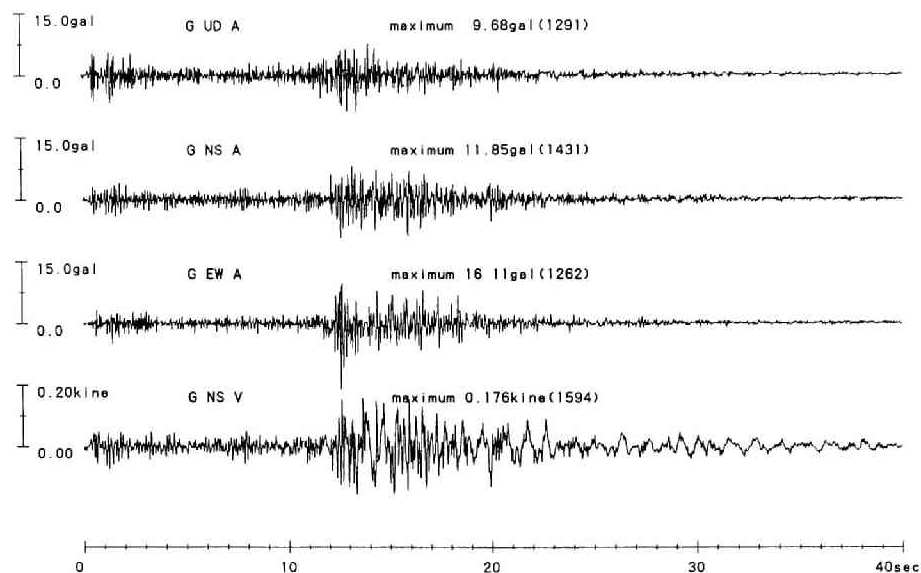


図 3.16 観測地震波形例,1991-08-28, 福山大学

島根県東部 91-08-28 10:29 (潮崎神社)

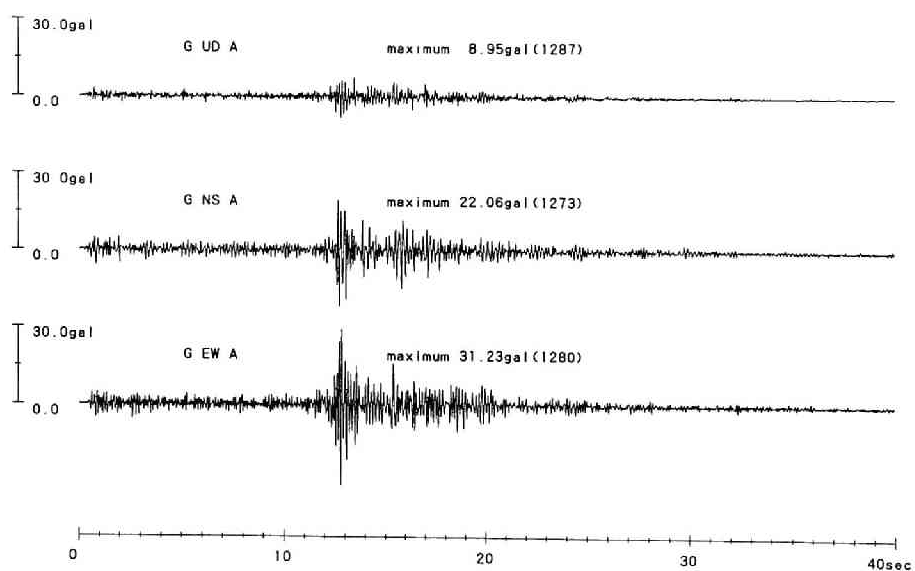


図 3.17 観測地震波形例,1991-08-28, 潮崎神社

表 3.16 観測された最大の地動加速度値 (gal)

地震	福山大学			潮崎神社		
	UD	NS	EW	UD	NS	EW
1991-08-28 島根県東部	9.56	11.50	16.20	8.69	21.14	30.88

同一地震に対して得られた両地点の加速度波形に関して、水平 2 成分については、軟弱地盤層をもつ潮崎神社では、約 2 倍の加速度振幅が観測されたのに対して、上下動成分では、ほぼ、同じ大きさであった。また、初期微動の部分の振幅と主要動部分の振幅比も潮崎神社の方が大きく、軟弱地盤での増幅性がよく示されている。地震観測例が少なくまた微小地震が多いので、定量的な評価にまでは至らないが、その他の観測波形についても同様の性状が見いだされた。

### 3.4.3 観測された地震動のスペクトル特性

福山における地震動の性質を明らかにするために、観測地震動波形のスペクトル解析の結果の一例を示す。

スペクトル解析は、地震の始まりから 4096 個の数値化データ (40.96sec) に対して最大振幅を 1 に正規化し、FFT によるフーリエスペクトル係数の形で評価した。振動特性の把握を容易にするために、振動数軸方向に 1:2:1 の重みで移動平均をとることによって、スペクトルの平滑化を計った。

図 3.18 および図 3.19 は、最大の加速度記録が得られた 1991 年 8 月 28 日の島根県東部を震源とする地震に対して福山大学構内および潮崎神社境内の地盤上で同時に観測された加速度の各成分に対するスペクトル解析結果を表したものである。

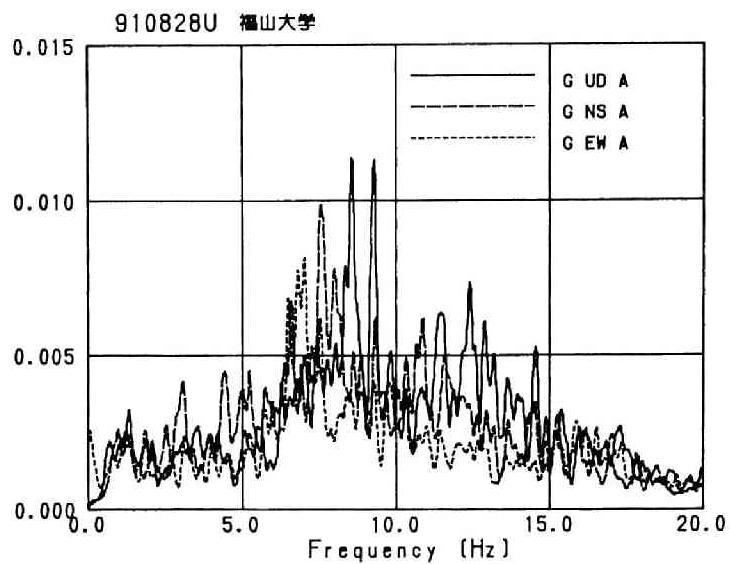


図 3.18 観測地震動のスペクトル解析,1991-08-28, 福山大学

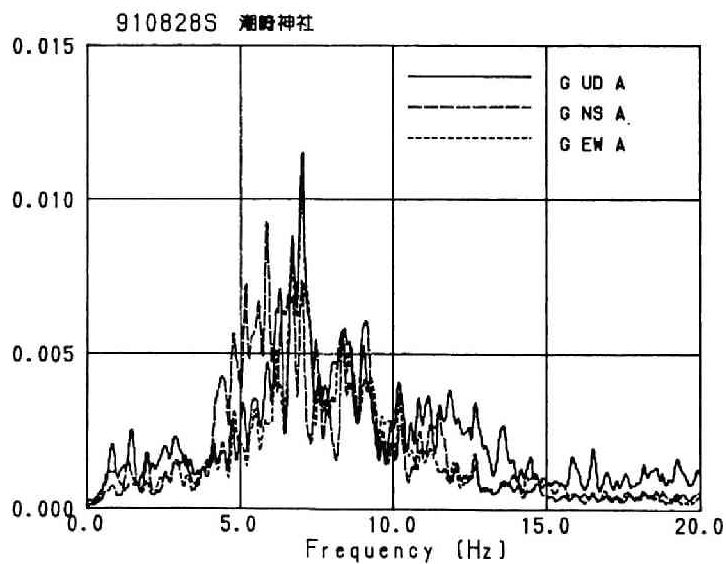


図 3.19 観測地震動のスペクトル解析,1991-08-28, 潮崎神社

両地点ともに、水平 2 成分のスペクトル特性は、ほぼ類似した特性を示している

が、上下動成分は、水平動成分よりも 10Hz 以上の高振動数領域でレベルが高いことが分かる。図 3.16 および図 3.17 に示された波形からも推察されるように、福山大学構内の卓越振動数は潮崎神社のそれよりも若干高いが、単峰型のスペクトル特性を持っていることが分かる。また、軟弱な地層をもつ潮崎神社では、地層による地盤の卓越振動が強く現れている。

図 3.20 および図 3.21 は、両地点の NS 成分のスペクトル解析結果を示したもので、上部右側に、初動から 30sec 間の加速度波形を時間軸を拡大して示しており、その左に、全時間に対する平均スペクトラムを示している。一方、その下には、2.56sec のデータウインドウを 0.5sec ステップで移動して得られるデータに対して求めたランニングスペクトラムを表示し、地震動のスペクトル特性の時間変化の様子を示した。右側には、ランニングスペクトラムのピーク振動数の時間に対する変動を示している。

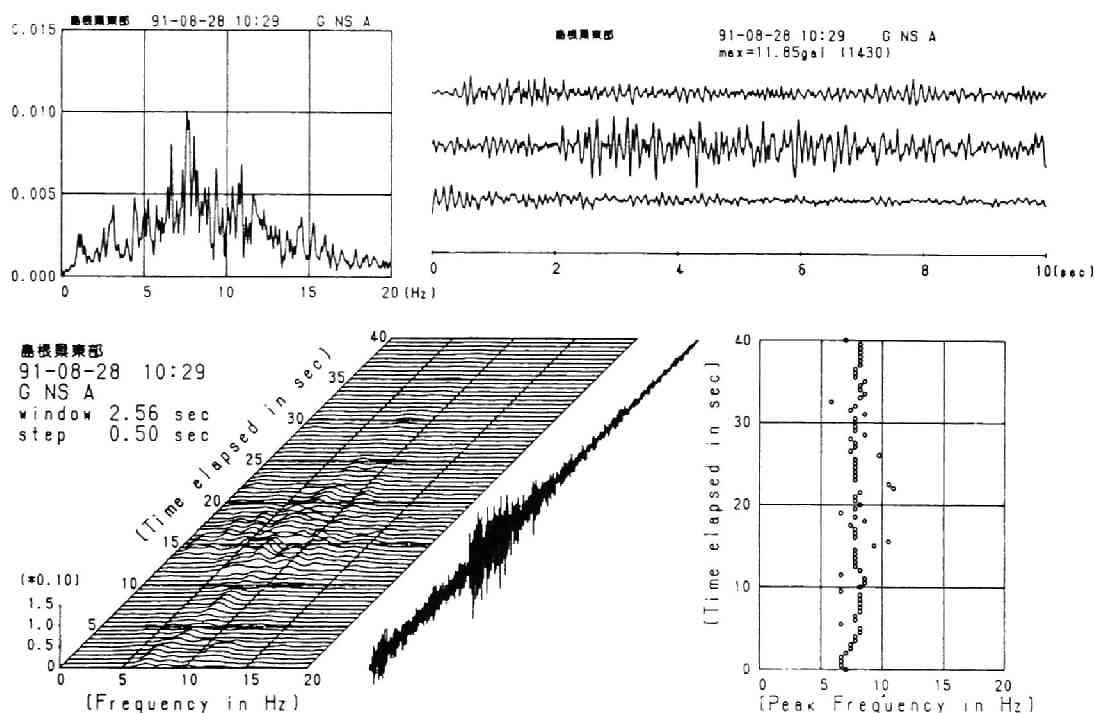


図 3.20 観測地震動のスペクトル解析 1991-08-28, 福山大学、GNSA

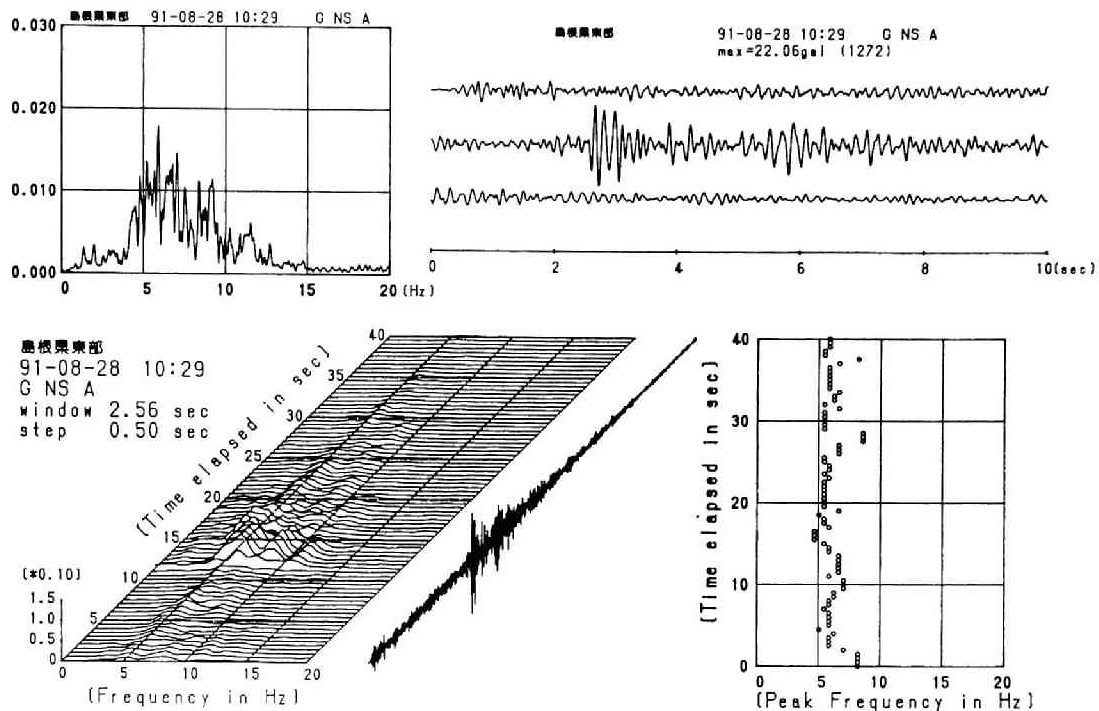


図 3.21 観測地震動のスペクトル解析 1991-08-28, 潮崎神社、GNSA

両図は、それぞれ、丘陵地である福山大学と軟弱な地盤層を持つ潮崎神社境内における、同一地震に対する地表の同一成分加速度波形のスペクトル解析結果を示すものであるが、最大振幅には2倍程度の差があり、卓越振動数は、福山大学の8Hz近傍に対して、潮崎神社では5Hz程度となっている。この卓越振動数の変動は、福山大学では初期微動から主要動にかけてあまり変化が見られないのに対して、潮崎神社では、初期微動から主要動にかけて卓越振動数の低下が見られる。

主要動の初期微動に対する振幅の比率は、潮崎神社の方では大きく、初期微動における振幅そのものは、両地点でそれほど変わるものではない。しかしながら、初期微動の卓越振動数は、潮崎神社の方がやや小さく、主要動振幅の増大とともに、軟弱な地盤の性質を反映しているといえる。

ここに示した観測地震のスペクトル解析結果は、観測された地震の中では、最大の加速度振幅を示したものであるが、耐震工学的な観点からすれば、依然として、微小

地震と考えられるものである。さらに、大きな地震動が観測されるならば、軟弱地盤の性状をさらに強調するものになると思われる。

#### 3.4.4 観測地震の最大加速度

これまでに、20 個程度の地震を観測することができた。その、いずれも小地震に属するものであり、福山でもせいぜい震度 2 程度までのものであった。福山大学で観測された地震動の最大加速度の大きさに対してマグニチュードと震源距離の関係を図 3.22 に示す。最大加速度の大きさとしては、各成分の最大加速度値の自乗平均値を取っている。観測例が多くないので、これを定量化することはできないが、金井式 (3.1) による推定加速度の値を同図に実線で示した。

地盤の卓越周期としては、福山大学に対して、 $T_G = 0.15\text{sec}$  を設定している。

マグニチュードや震源距離の大小に応じた関係からはずれるものもあるが、全体的にみればよく合致しているように思われる。

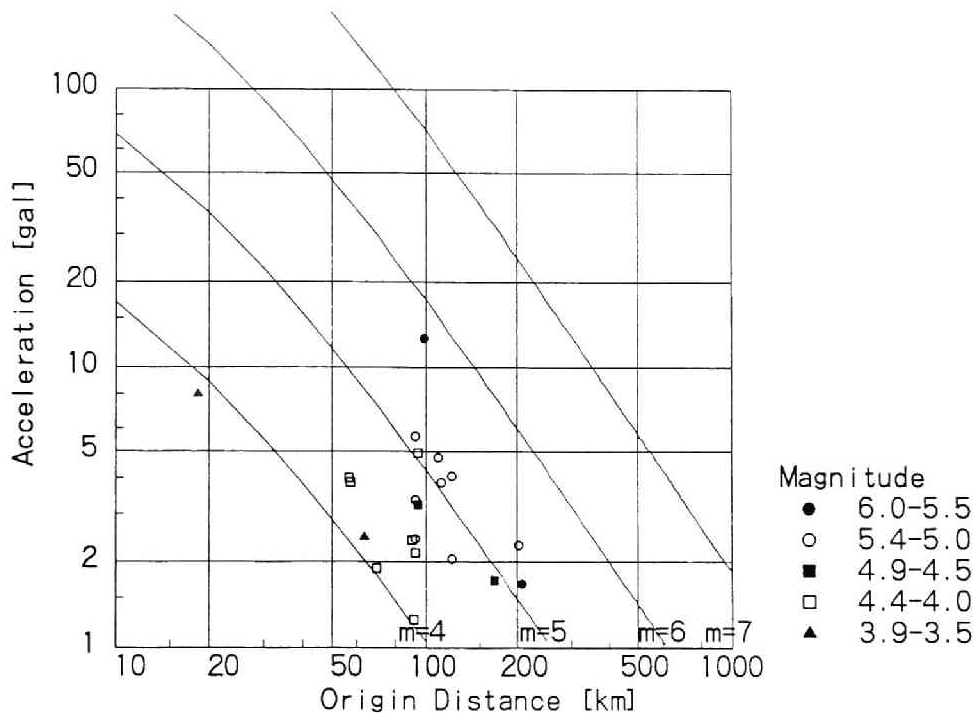


図 3.22 観測された地震動の最大加速度値と震源距離



### 3.5 まとめ

第2章で作成した、歴史地震資料データベースに基づいて、中国地方の被害地震について、歴史的に考察した。比較的に、地震活動度が低いとされる中国地方においても、古代から幾多の被害地震を経験していることが明らかになった。しかしながら、ここでいう歴史地震は、古文献に基づく資料がベースであるから、国の中央からみれば地方である中国地方の地震に関する記述が少ないのは、止むを得ないことである。しかしながら、現在の鳥取・島根県に相当する伯耆、因幡、出雲といった地域には、古代にも破壊的な地震があったことを示している。

江戸期以降に当たる1600年以降になると、中国地方の歴史地震は、殆どもれなく、記録として残っているようであるが、城の石垣が崩れたとか、民家が壊れたという程度で、特に、全市的に被害を出したとか、多数の死者があったというような地震は、1707年の宝永地震以外には見当たらない。この地震は、太平洋沖合いを震源とするマグニチュード8クラスの巨大地震で、三原、広島、出雲で被害があったとされるが、鞆の浦にも、津波が襲ってきたとのことである。中国地方では、特に、瀬戸内海側にあっては、余り津波の被害などを考えることはないが、こういった巨大地震では、津波の襲来も有り得ることは、考慮されていなければならない。

中国地方で、特に被害が顕著であった地震として、浜田地震、芸予地震、鳥取地震の3例が挙げられる。特に、鳥取地震は、死者1083、重軽傷者3259、全壊家屋7485、半壊家屋6158、全焼家屋251を出す大災害をもたらし、鳥取市の被害は全被害の8割に達し、多数の火災の発生もあった。地震災害の受けることが少ないとされる中国地方であっても、ほんの数十年前には、壊滅的な被害地震が実際にあったことを、記憶に留めておかなければならない。

歴史地震に対する考察に加えて、中国地方の各気象台および測候所における有感地震の震度別の頻度についても考察した。広島および岡山気象台の資料は、ほぼ、100年間のものであるが、その間に約600個の有感地震を記録した。年当たりの平均地震数は、6個程度であるが、年次別の平均をみると、地震発生の時間的分布は一樣ではなく、大きい変動がみられた。特に、鳥取地震を経験した1950年以降では、有感地震の回数は、著しく減少している。これは、中国地方およびその周辺地域での地

震活動度が低下している時期に当たっていることを示しているが、将来的にも低調である保証はない。

中国地方の地震動の大きさ、例えば地動加速度などに関する長期間の資料を得ることは極めて困難であり、震度の記録は、現在、集め得る最善の資料であると考えられる。収集した各気象台と測候所における震度の記録と明治以降の観測地震資料データベースとを照合して、その震源とマグニチュードが対応づけられる地震に対して、震源距離およびマグニチュードの相関を調査した。震度と地震加速度の大きさを直接的に結び付けることは難しいが、金井式による加速度の評価式によって求めた加速度の値と震度の間に、十分良好な関係があることが示された。

中国地方で工学的に有用な地震記録の蓄積は、まだまだ少ないのが現状であり、強震記録はおろか、中程度の地震記録も余り得られていない。福山大学およびその近隣の異なった地盤の上で地震観測を1988年以降、継続的に実施している。現在までに微小地震を含めて約20個の地震観測波形を得た。この間に、大山近傍の鳥取・島根県境付近で群発性の地震が発生したため、この付近で発生したマグニチュード5前後の地震をいくつか観測し、同じ震源域で発生する同程度のマグニチュードの地震では、性質の非常に似通った地震波形が観測されることが示された。また、中国地方では、数十年ぶりといわれるマグニチュード5.9の地震を観測することもできた。さらに、地震観測を継続実施することによって、地震そのものが少ない中国地方にあっては、有用な地震観測資料が蓄積されるものと期待している。

### 第3章 の参考文献

- [1] 東京天文台編；理科年表, 丸善, 1982.
- [2] 宇佐見龍夫；資料日本被害地震総覧, 東京大学出版会, 1975.
- [3] 鎌田輝男；地震観測システムの製作について, 福山大学工学部紀要第11号, pp. 73-77, 平成元年3月.
- [4] 鎌田輝男；福山大学における地震観測について, 日本建築学会研究報告・中国九州支部第8号1構造系, pp. 361-364, 平成2年3月.
- [5] 鎌田輝男；福山大学における地震観測について, 日本建築学会大会学術講演梗概

集, 平成2年10月.

- [6] 鎌田輝男 ; 福山大学で観測された地震動の特性について, 福山大学工学部紀要第12号, pp. 101-117. 平成2年3月.
- [7] 鎌田輝男 ; 福山大学で観測された地震動の特性について (その2), 福山大学工学部紀要第14号, pp. 51-58. 平成4年3月.

## 第 4 章 地震活動度の評価

### 4.1 まえがき

地震危険度の評価において、想定される震源域の地震活動度を適切に評価することは極めて重要な問題である。Gutenberg-Richter の式は、地震のマグニチュードと発生回数の間に、指数関数を仮定するものであって、余震観測データや岩石の破壊実験などから、経験的にその成立が肯定されている。しかしながら、過去の地震資料に基づいて耐震工学的に意味を持つ、比較的マグニチュードの大きい地震を対象として、ある地域の地震活動度をこの式によって評価しようとするとき、マグニチュードの広い範囲で長期間にわたる地震資料を求めることは難しく、特に、地震活動の地域特性を考慮しようとして、想定する震源域をより狭い領域に限定するとき、その領域において求められる地震資料が必然的に減少するために、係数の推定が困難となることが多い。

本章では、過去 100 年間の地震資料を用いて、日本周辺地域をメッシュ状に細分し、その領域内の地震個数とマグニチュードから最小自乗法によって決定される Gutenberg-Richter の係数について考察を加えている。また、発生する地震のマグニチュードには上限値が存在することを考慮し、現在利用できる地震資料によりよく適合するように Gutenberg-Richter の式に修正項を加えることによって、地震発生回数評価式を検討している。

### 4.2 Gutenberg-Richter の法則

地震のマグニチュードと地震回数の間になんらかの関数関係が存在することは、マグニチュードの大きい地震の発生回数が、マグニチュードの小さいものに比べてはるかに少ないことや、無限に大きいマグニチュードの地震が存在しないことなどの経験から容易に想像される。地震の発生回数とマグニチュードの関係について、最も単純でありかつ早期に発表されたものとして、Gutenberg-Richter の式がある [1]。これは、ある地域でマグニチュード  $M$  以上の地震の発生回数  $N$  を次式で表そうとするも

のである。

$$N = 10^{a-bM} \quad (4.1)$$

これは、図 4.1に示すように、ある領域内で発生したマグニチュード  $M$  以上の地震回数を対数軸上にとって表した累積頻度を直線で近似しようとするものであり、係数  $a$  および  $b$  は、この直線近似式の定数項および直線の傾きを示すものである。

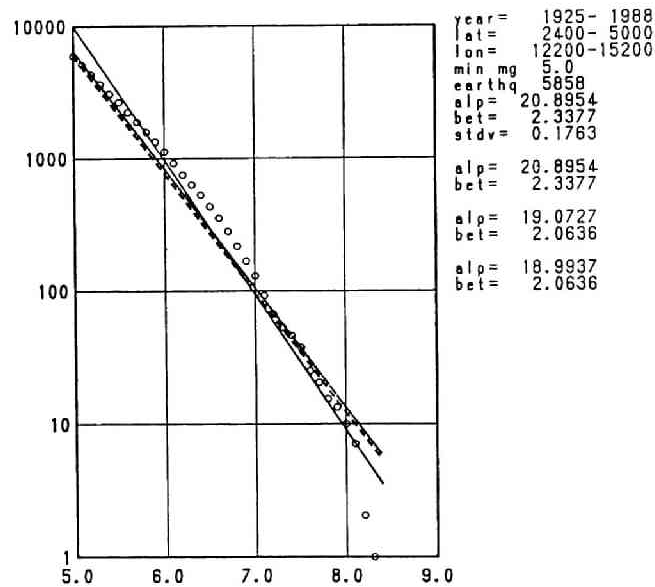


図 4.1 Gutenberg-Richter の式

$a$  および  $b$  が持つ物理的な意味は、明確に与えられているわけではないが、ともにある領域における地震活動の程度を表す重要な指標である。 $a$  は、観測期間の長さやそのときの地殻の刺激状態などに依存する定数であり、 $b$  は、より安定な地殻に固有の定数らしいと考えられている。 $a$  は、地震の発生頻度に大きく影響し、また、 $b$  は、マグニチュードの大きい地震の発生のしやすさに関係し、 $b$  が小さいほど大きなマグニチュードの地震が発生しやすい。

Gutenberg-Richter の係数  $a$  および  $b$  を決定することは、図 4.1に示されるように、観測された地震のマグニチュードの累積頻度に適合する直線近似の式を求めることであるので、一般には、いわゆる最小 2 乗近似法によって決定することができる。[2]

観測された最小のマグニチュード  $M_{\min}$  として  $M_{\min}$  以上の地震の数を  $N_0$ 、また、観測されたマグニチュードの平均値を  $\overline{M}(=\sum_i M_i/N_0)$  とおいて、 $b$  の最尤推定値が

$$b = \frac{\log e}{\overline{M} - M_{\min}} \sim \frac{0.4347}{\overline{M} - M_{\min}} \quad (4.2)$$

の式で求められることが示されている [3]。

また、 $M_{\min} \sim M_{\max}$  の範囲内のマグニチュードに対して、 $b$  を求める式として、

$$b = \frac{\log e}{\overline{M} - (mM_{\min} - lM_{\max})/(m-l)} \quad (4.3)$$

によって、求めることもできる。ここに、それぞれ  $l, m$  は、 $M_{\max}$  以上と  $M_{\min}$  以上の地震の数であり、 $\overline{M}$  は、 $M_{\min} \sim M_{\max}$  の範囲内でのマグニチュードの平均値を示している [3]。

(4.1) は、指数関数を用いて、次のように表すことも出来る。

$$N = \exp(\alpha - \beta M) \quad (4.4)$$

$$\log N = \alpha - \beta M \quad (4.5)$$

ここに、(4.1) と (4.4) および (4.5) の係数は、次式で結ばれる。

$$\alpha = a \log 10$$

$$\beta = b \log 10$$

本論文では、(4.4) または (4.5) の形式を Gutenberg-Richter の法則と呼び、係数  $\alpha$  および  $\beta$  について検討するとともに、ある地域で発生すると考えられるマグニチュードの最大値を考慮した修正 Gutenberg-Richter 式についても検討する。

### 4.3 Gutenberg-Richter の係数の評価

地震の発生状況は地域的に大きな相違があることは観測地震の震源分布からも明らかであり、いわゆる震源域というものを想定することが可能である。ここでは、緯度および経度によって区分した領域において地域別の地震発生状況を評価することにする。

地震発生状況を Gutenberg-Richter の係数として評価するためには、マグニチュードの累積頻度曲線を近似できる程度の地震個数が必要である。従って、考えている領

域を狭くすればするほど、個々の領域の特性の相違を取り入れることができるが、その領域の地震個数が少なくなるため、安定した係数の評価が困難となる。

一方、逆に、広い領域を考えれば、地震個数が増えるために係数の評価は安定するが、広い領域を同一の特性地域とみなすために、地域の特性を反映することができなくなる。また、使用している地震資料データベースの性質は、一様ではない。そこで、資料の期間や領域の区分の仕方によって、領域の Gutenberg-Richter の係数がどのように評価されるかを検討した。

観測地震資料は、過去約 100 年間の地震資料であるが、第 2 章で考察したように、必ずしも全期間にわたって現在と同じような資料精度を持つものではなく、特に、1925 年以前の資料には、マグニチュードが 6 以下の小地震のデータが欠落している。そこで、過去に遡って資料期間を増加していったときに、評価される Gutenberg-Richter の係数がどのような変化を示すかを検討した。

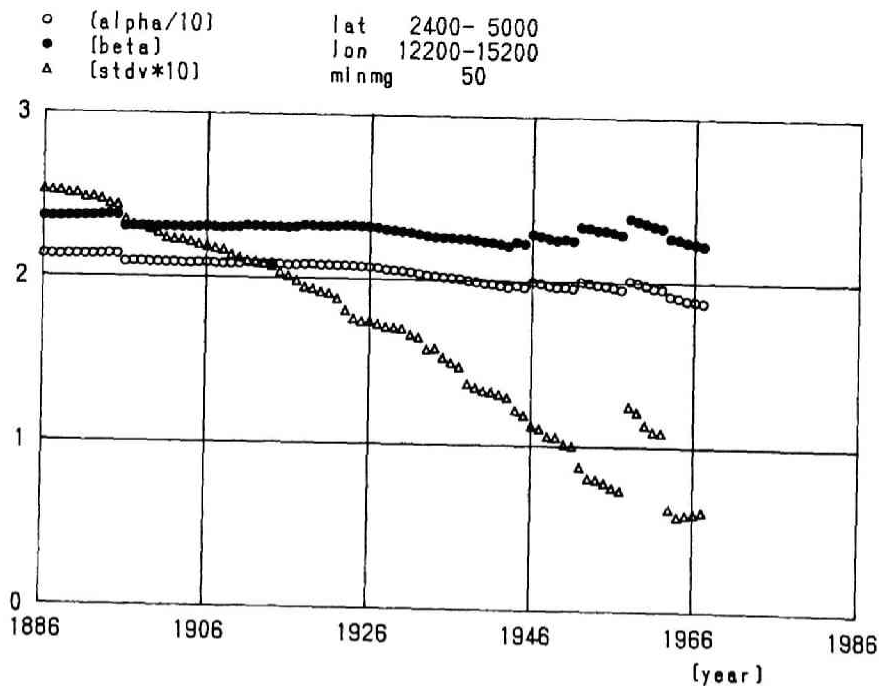


図 4.2 資料期間の長さに対する Gutenberg-Richter の係数の変化 (日本全城)

図 4.2 は、日本全城 (緯度  $24^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 、経度  $122^{\circ} \sim 152^{\circ}$ ) を対象として、1966 年よりも以前に 1 年ごとに過去に遡って資料期間を伸ばしていったときに、マグニチュー

ド5以上の地震の累積頻度曲線を最小自乗法で直線近似をすることによって評価された、Gutenberg-Richter の係数 ( $\circ: \alpha$   $\bullet: \beta$ ) を示す。資料期間が長くなると地震数は増加するので、1年間当たりの平均地震数に対するものとして表している。 $\Delta$  は、近似直線からの隔たりを標準偏差として表している。

日本全域という広い領域を考えているので、 $\alpha$ 、 $\beta$ ともに、資料期間を変化させていっても、それほど大きな変動は見られず、資料の増加とともに、所どころに不連続な点が見られるが、ばらつきの少ない安定した評価が得られることを示している。

同じように、中国地方 (緯度  $32^{\circ} \sim 36^{\circ}$ 、経度  $130^{\circ} \sim 136^{\circ}$ ) について検討してみると、図 4.3 のようになる。1946 年の所で、 $\alpha$  および  $\beta$  が大きく変化して不連続になっているが、これは、この領域で 1946 年に発生したマグニチュード 8.1 の南海地震によるもので、これによって、マグニチュードの累積頻度曲線が大きく変化したことによる。中国地方では、相対的にマグニチュードの大きい地震は、それ程、発生しないが、このように 1 個の巨大地震の発生によって、評価される Gutenberg-Richter の係数が大きく変動することがあるということは、注意すべきことである。

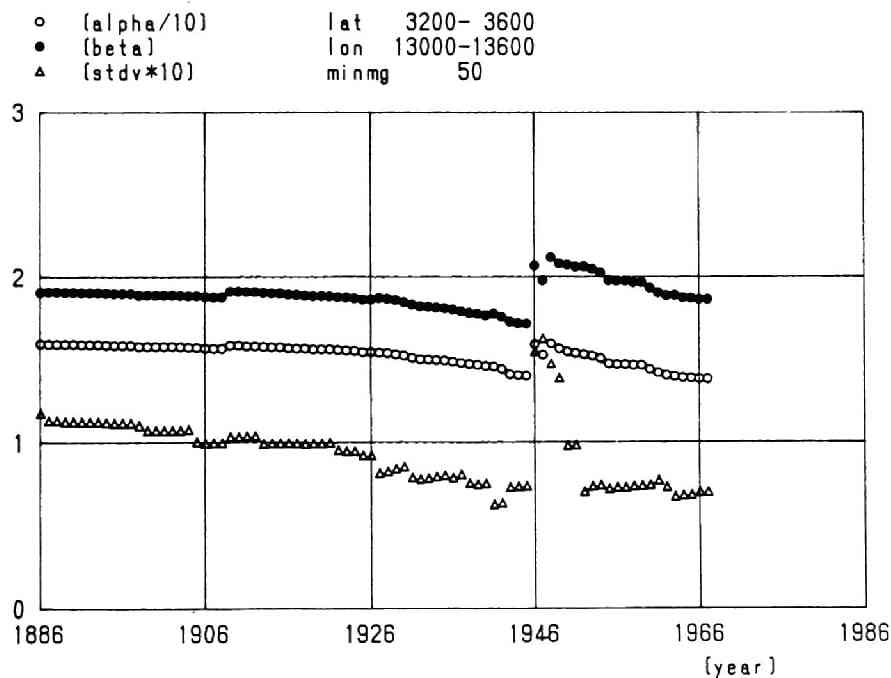


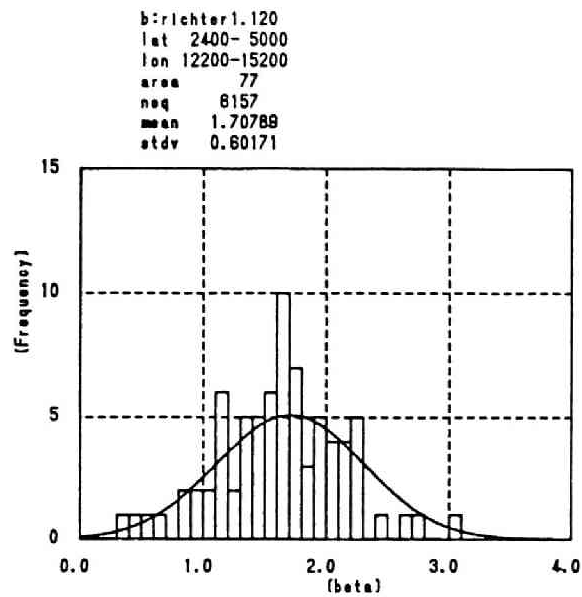
図 4.3 資料期間の長さに対する Gutenberg-Richter の係数の変化 (中国地方)



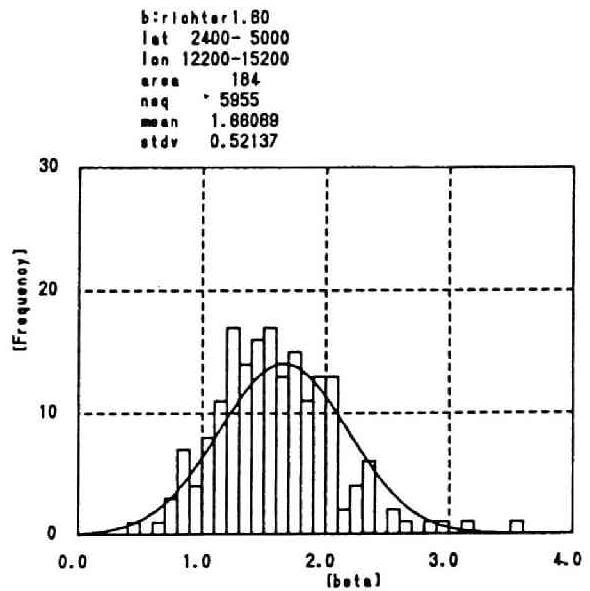
日本および周辺地域を緯度および経度によって、 $2^{\circ}$ ,  $1^{\circ}$ ,  $30'$ ,  $20'$ ごとに区分して、その領域で5個以上の地震個数が得られる領域において Gutenberg-Richter の係数を評価した。

図 4.4は、地震資料データベースの全期間である 1885 年～1988 年間の資料を用いて、評価された $\beta$ の分布を示したものである。曲線は、これを正規分布で近似したものであり、各図の上部には、Gutenberg-Richter の係数を評価するために、マグニチュード 5 以上の地震が 5 個以上観測された領域の個数と地震総数および正規分布曲線から求められる平均値と分散を示している。緯度、経度によって区分領域を狭くしていくと、個々の領域の地震数は減少するので、Gutenberg-Richter の係数の評価が不安定な領域が現れ、 $\beta$ のばらつきが多くなっていることが分かる。また、領域が狭くなるにつれて、 $\beta$ の平均値には減少傾向がみられる。

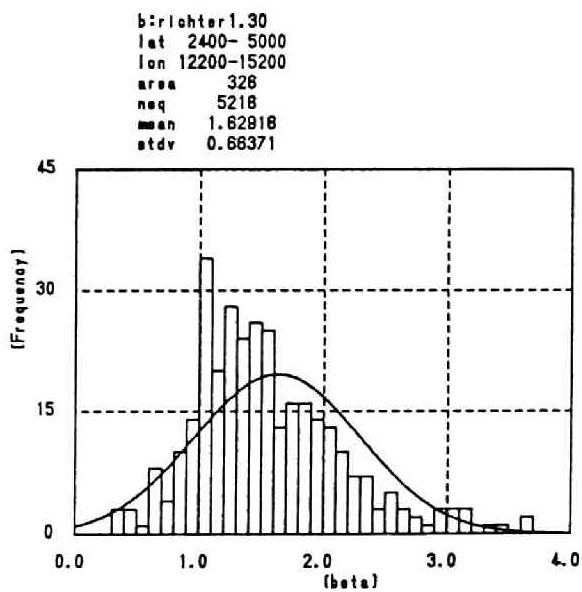
地震資料はマグニチュード 4.0 以上の地震を基本としているが、1925 年以前の資料には、マグニチュード 6.0 以上の地震しか含まれていないので、マグニチュードの下限値を 5.0 として扱っている。 $1^{\circ}$ メッシュ内で観測された地震個数の少ない領域では、 $\alpha$ および $\beta$ の値の信頼性は低く、極めて大きい値を示すところや、極端に小さい値を示す領域が見られたが、 $\beta$ の平均値としては、1.6～1.7 程度である。 $\beta$ の値にも上下限值が考えられるので、標準偏差の $\pm 2$ 倍を考慮して、 $\beta$ の値の範囲は、0.5～2.5 とすることが考えられる。



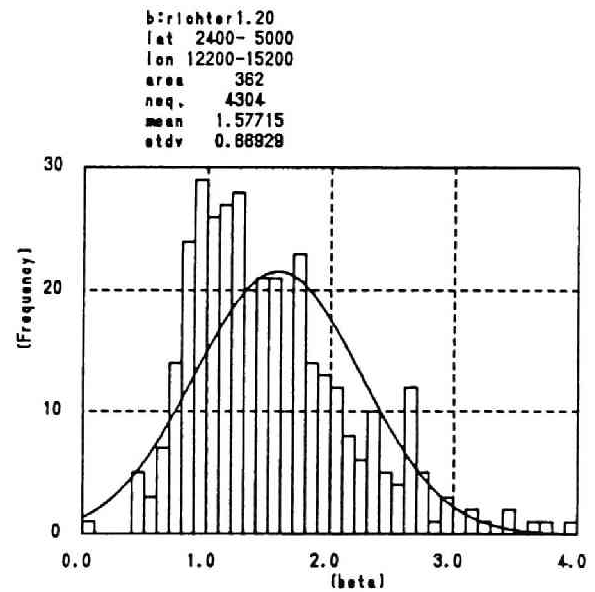
(a) 2°区分



(b) 1°区分

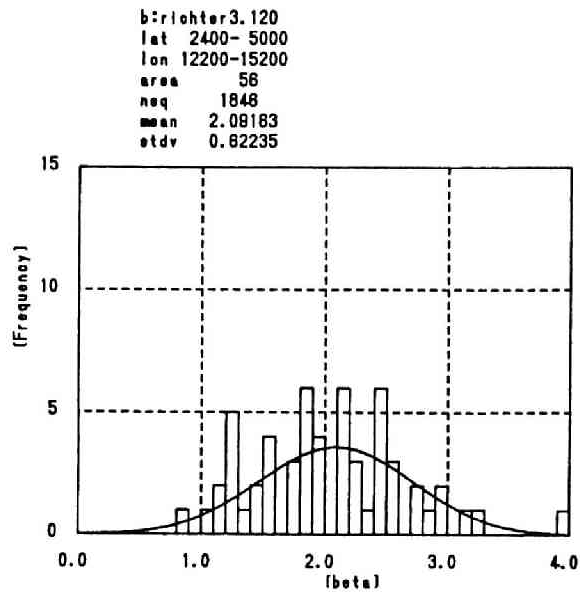


(c) 30' 区分

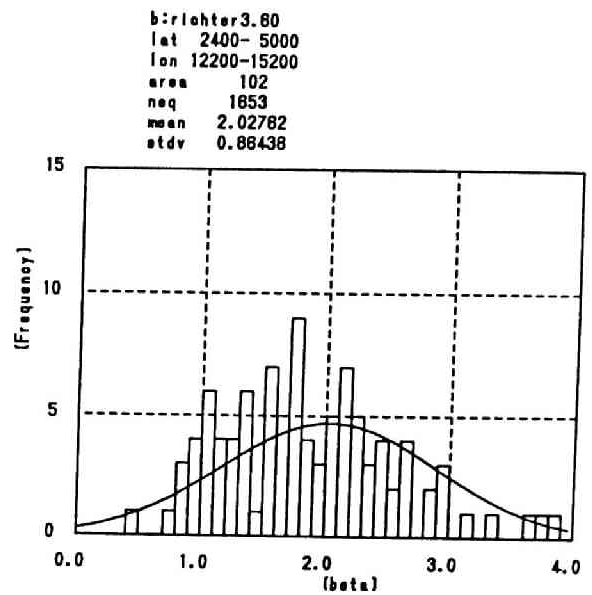


(d) 20' 区分

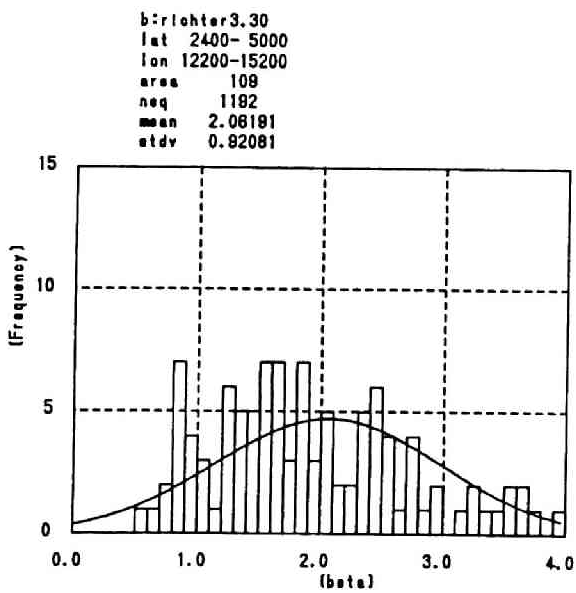
図 4.4  $\beta$  の分布 (1885~1988)



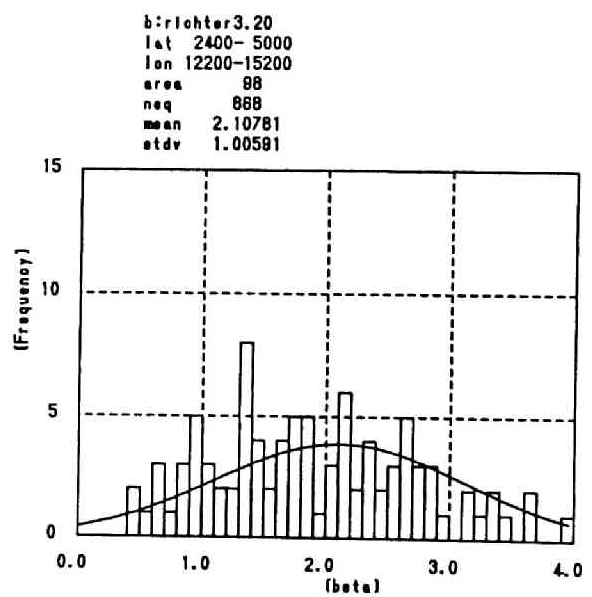
(a) 2°区分



(b) 1°区分



(c) 30' 区分



(d) 20' 区分

図 4.5  $\beta$  の分布 (1968~1988)

図 4.5は、地震観測の精度が向上する 1968 年以降の地震資料を用いて、メッシュの大きさごとに評価された、 $\beta$ の頻度分布を示したものである。約 20 年間の地震資料に対して、Gutenberg-Richter の係数を評価することになるので、評価可能な領域の数や、地震総数も減少することになる。 $\beta$ の平均値は、1985 年以降の資料に基づくよりも大きくなり、ほぼ 2.0 の値になっている。一方、 $\beta$ の分散からみればばらつきはやや大きくなっている。

これは、地震観測精度の向上とともに、マグニチュードの小さい地震が洩れなく観測されるが、期間が短いために、相対的にマグニチュードの大きい地震が発生していないことによって、小地震の数が増える傾向にあるためである。また、地震個数も少なくなるために評価にばらつきが生じやすいことを示している。従って、Gutenberg-Richter の係数の安定した評価をするためには、観測精度に幾分問題があるといえども、現在利用できる 1885 年以降の地震資料を無視することはできない。

#### 4.4 Gutenberg-Richter 式の修正

Gutenberg-Richter の式は、地震発生回数とマグニチュードを経験的に簡潔に結びつけるものであるが、マグニチュードの大きさには特に制限が設けられている訳ではない。地震は、岩石に蓄えられたひずみエネルギーがある限度を越えたときに、その解放に伴う現象であることを考えたとき、ある地域に起きる最大地震のマグニチュードには、上限値があると考えられる。実際の観測地震に基づいても、マグニチュードと地震頻度の間には、マグニチュードの小さい領域では、図 4.1に見られるように、片対数目盛り上で直線からはずれてマグニチュードが大きくなるにつれて湾曲しているように見える。そこで、Gutenberg-Richter の式を次の形で補正して考えるものとする。

$$\log N = \alpha - \beta m - \frac{\gamma}{m_1 - m} \quad (4.6)$$

これは、図 4.6に示すように地震回数を表す曲線を、2 直線  $\log N = \alpha - \beta m$  と  $m = m_1$  を漸近線とする双曲線で近似することを示しており、 $m_1$ は、マグニチュードの上限値を示し、 $\gamma$ は、2 直線からの隔たりを示すパラメータと考えられる。地震資料から得られるマグニチュード  $m$  と地震数  $N$  を用いて、この 4 個の係数を最小自乗法に基づ

いて決定しようとするとき、係数の推定は非線形問題となり、線形方程式として解くことは不可能である。そこで、次の逐次近似法によって線形化することによって係数を決定する [4]。

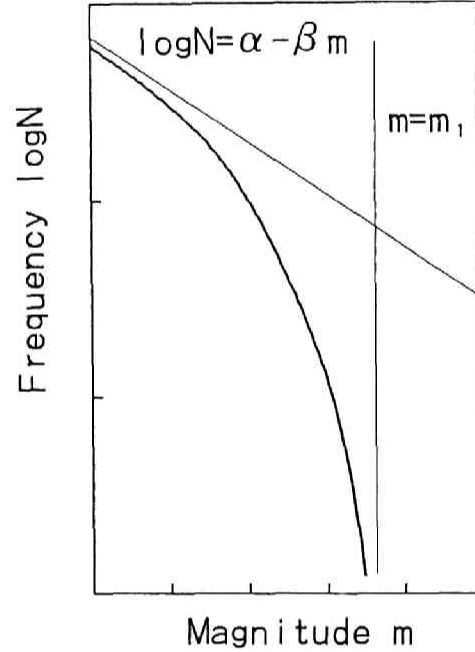


図 4.6 Gutenberg-Richter 式

一般的に、変数  $\xi$  と  $Y$  の間に  $\bar{\theta} = \{\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_p\}$  をパラメータとして関数関係  $Y = f(\xi, \bar{\theta})$  が仮定されるとき、観測値  $\xi_u$  と  $Y_u (u = 1, 2, \dots, n)$  は、次式で結ばれる。

$$Y_u = f(\xi_u; \bar{\theta}) + \epsilon_u \quad (4.7)$$

ここに、 $\epsilon_u$  は、観測値  $Y_u$  と評価式との隔たりを示し、この自乗和が最小になるようにパラメータを決定しようとしても、(4.7) のような場合は、非線形推定問題となり、容易に解くことができない。そこで、 $f(\xi_u; \bar{\theta})$  を  $\bar{\theta}_0 = \{\theta_{10}, \theta_{20}, \dots, \theta_{p0}\}$  の近傍においてテーラー展開し、第 2 項まで近似すると、

$$f(\xi; \bar{\theta}) = f(\xi_u; \bar{\theta}_0) + \sum_{i=1}^p \frac{\partial f(\xi_u; \bar{\theta})}{\partial \theta_i} (\theta_i - \theta_{i0}) \quad (4.8)$$

と表される。さらに次のように変数

$$f_u^0 = f(\xi_u; \bar{\theta}_0) \quad (4.9)$$

$$\beta_i^0 = \theta_i - \theta_{i0} \quad (4.10)$$

$$Z_{iu}^0 = \left| \frac{\partial f(\xi_u; \bar{\theta})}{\partial \theta_i} \right|_{\bar{\theta}=\bar{\theta}_0} \quad (4.11)$$

を設定すれば、近似的に

$$Y_u - f_u^0 = \sum_{i=1}^p \beta_i^0 Z_{iu}^0 + \epsilon_u \quad (4.12)$$

となり、新しいパラメータ  $\beta_i$  に関する線形式が得られ、 $\beta_i$  について、通常の最小自乗法によって求めることができる。 $\theta_{i1} = \theta_{i0} + \beta_i$  によってパラメータ  $\bar{\theta}$  の修正値が得られる。これを反復して逐次近似をすることによって、全てのパラメータを決定することができる。

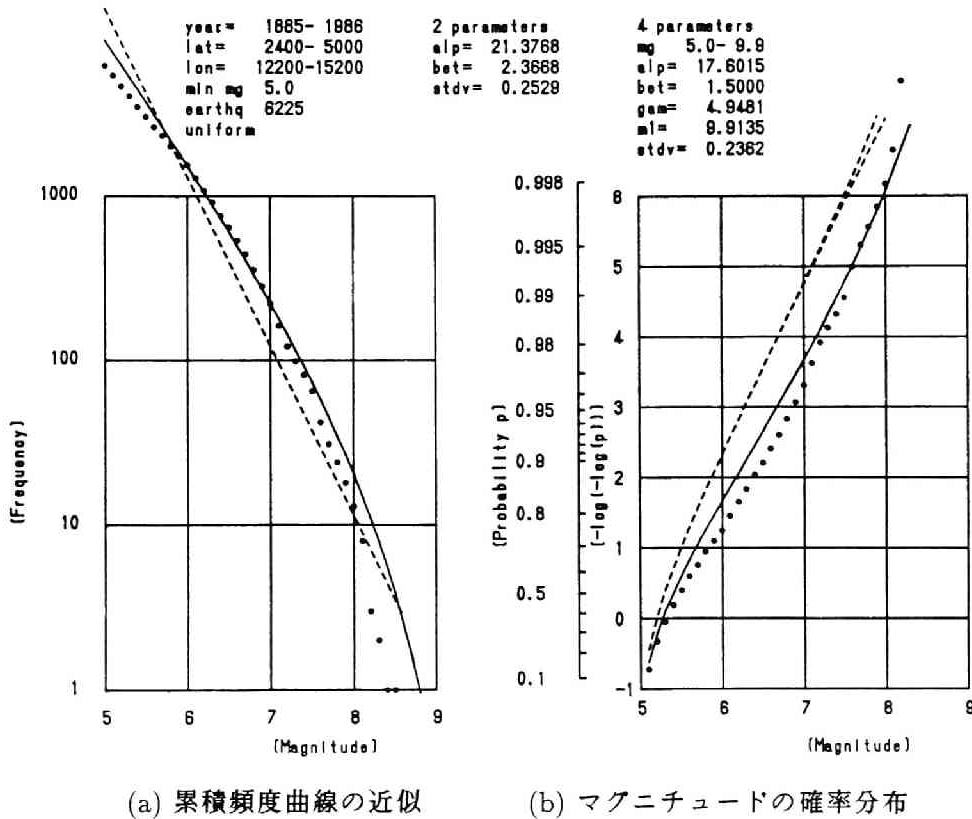


図 4.7 累積頻度曲線の近似、日本全域

図 4.7は、この手法によって、マグニチュード5以上の全地震資料から、パラメータの評価を行ったものである。(a)の○は、資料に基づいた地震個数を示し、点線は、通常の直線近似による Gutenberg-Richter の近似式である。実線は、上記補正項を考慮した結果を示している。地震資料から得られるマグニチュードの累積頻度は、図で

大きく湾曲しているために直線式で近似することは無理であるが、上記補正項を考慮することによって、非常によく合致することが分かる。(b)は、マグニチュードの確率分布関数  $F_M = \Pr[m \leq M]$  として表したものであり、○は地震資料によるもの、点線は、直線近似によるもの、実線は補正項を考慮したものである。

しかし、この結果は、必ずしも満足できるものではない。直線近似の場合の  $\beta = 2.3668$  に対して、補正項を考慮した場合では  $\beta = 0.5744$ 、 $m_1 = 10.214$  となり、 $\beta$  は極端に小さな値となり、またマグニチュードの上限値を示すパラメータと考えた  $m_1$  は、現実的ではない。これは、パラメータの評価において、自由度が大きすぎたためである。そこで、マグニチュードの上限値  $m_1$  は、未知の係数と考えずにその領域で得られる最大マグニチュードに 0.3 を加えた値を設定して、残りの 3 個の係数について解いた結果を図 4.8 に示す。

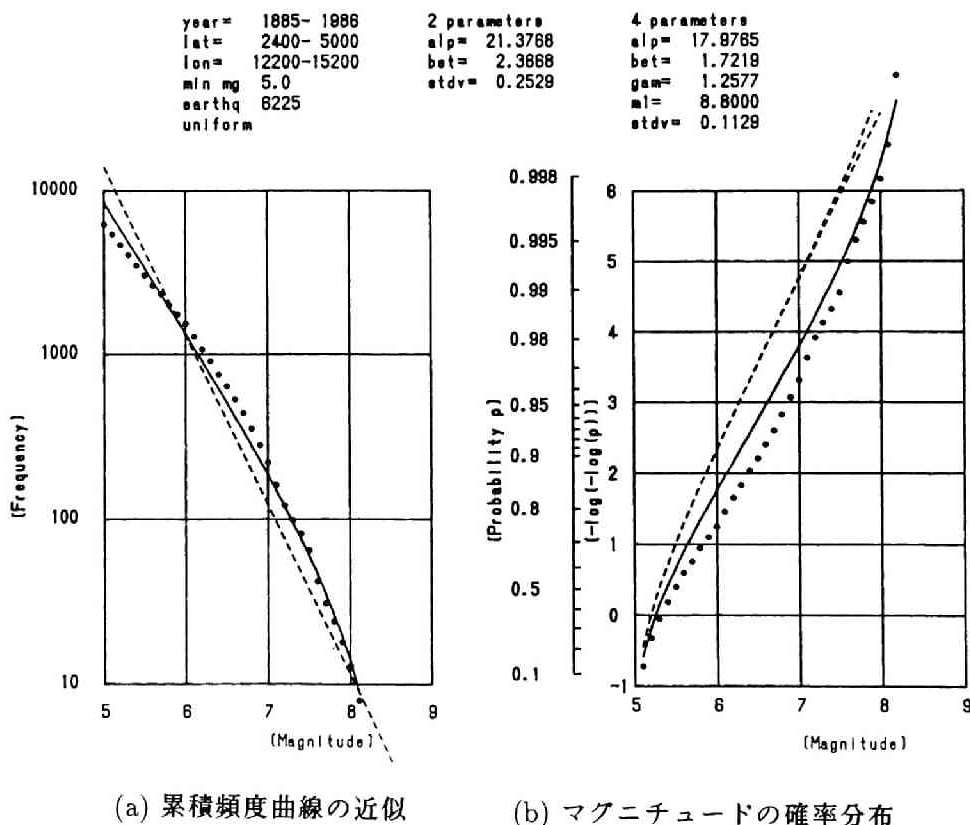


図 4.8 累積頻度曲線の近似、日本全域、  
 $m_1 = 8.8$  の場合

観測された最大マグニチュード 8.5 にたいして  $m_1$  を 8.8 に設定し、他の係数を求めたものであるが、地震発生回数または確率分布の形状は、直線近似の場合と比較して地震資料の特性によく合致していることが分かる。

同じ手法を中国地方の資料に対して適用してみると図 4.9 のようになる。この領域で得られた最大マグニチュードの大きさは 8.1 であるので、 $m_1 = 8.4$  として、評価している。

このように、マグニチュードの累積頻度曲線を近似する式として、(4.6) のような補正項を加えることによって、よりよく近似することができる。

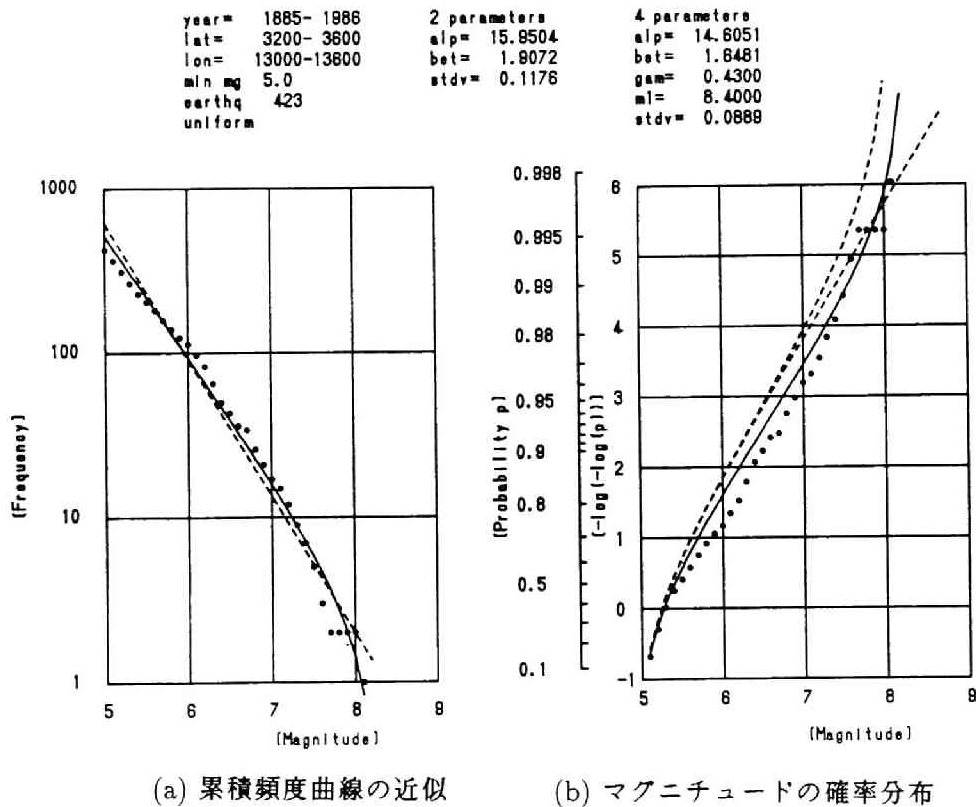


図 4.9 累積頻度曲線の近似、中国地方、  
 $m_1 = 8.4$  の場合



#### 4.5 まとめ

ある地域の地震活動度を表す Gutenberg-Richter の法則は、多くの地震観測から求められた経験則としての一面を持つが、その係数の評価を地震資料データベースをもとに、統一的に行うには、多くの困難を伴う。地核変動に伴う地震活動の期間は、巨大地震では数百年から数千年にも及ぶとも考えられており、十分信頼できる長期間の地震資料を収集することは困難である。本研究で利用した地震資料にしても、せいぜい 100 年程度のものであり、それも、地震危険度の評価に使用するものとするれば、マグニチュードの大きい希な地震だけでなく、地域の地震活動の全体像が把握できるように、マグニチュードの小さい地震の資料も同じような重要性を持つ。しかしながら、そのような小地震の資料が正確に得られるのは、ここ数十年のことに過ぎず、さりながら、そのような資料が将来的にも整備されうるかどうか、大いに疑問である。このように、地震資料そのものに、いわば、本質的ともいえる欠陥を伴うものであるので、その使用には、十分注意する必要がある。

Gutenberg-Richter の法則は、地震の発生頻度をマグニチュードの関数として、観測資料に基づいて簡潔に表現したものである。しかしながら、起こり得る地震のマグニチュードは有限であるので、この法則を全てのマグニチュードに対して適応させることには無理がある。そこで、ある領域で発生すると考えられるマグニチュードの最大値を考えて、マグニチュードに対する累積頻度曲線の上で、マグニチュードに対して減少する直線と、最大マグニチュードを表す直線に漸近するような、Gutenberg-Richter の式に対する修正式を提案した。

修正式のパラメータは、逐次近似法による非線形最小自乗法によって、決定することができるが、観測データから作成されるマグニチュードの累積頻度曲線に、よりよく合致させようとする、マグニチュードの最大値として、現実的でない値が求まることとなる。このような場合には、ある領域で想定されるマグニチュードの最大値としては、これまでに観測された最大のマグニチュードの地震の 2 倍のエネルギーを持つ地震、すなわち、マグニチュードとして 0.3 大きいマグニチュードを最大マグニチュードと仮定して修正式を考えるのが妥当であることを示した。

## 第 4 章 の参考文献

- [1] 宇津徳治編；地震の事典，朝倉書店，1987.
- [2] 田島稔，小牧和雄；最小二乗法の理論とその応用，東洋書店，1986.
- [3] 宇津徳治；地震の規模別度数の統計式  $\log n = a - bM$  の係数  $b$  を求める一方法，  
北海道大学地球物理学研究報告，13, 99-103, 1965.
- [4] N. R. Draper, H. Smith, 中村慶一（訳）；応用回帰分析，森北出版，1968.



## 第 5 章 地震危険度の評価

### 5.1 まえがき

地震危険度とは、将来のある期間内に、ある地域で、どのような規模の地震が発生するか、また、ある地点に生じる地震動の加速度、速度、変位などの大きさがどの程度のものであり、どのような地震被害の発生が予測されるかといった、地震とそれに伴って生じる種々の現象を、確率的に評価しようとするものである。構造物の耐震設計などにおいて、想定すべき地震力の大きさを適切に設定することは、極めて重要とされる事柄であるが、その際の合理的な根拠と考えることができる。

地震危険度を評価する手法としては、過去の地震資料の統計的な資料をもとに、地震の発生状況を予測する方法と、ある特定の地域に震源域を想定し、そこで発生するであろうと考えられる地震を想定する手法があり、また、日本全域を対象とするような広域の地震危険度の評価と、県域、市域といったより狭い領域の地震危険の評価を対象とするものがある。前者を、マクロゾーネーション (Macrozonation) と呼び、後者をマイクロゾーネーション (Microzonation) と呼ぶ。

地震危険度は、非常に広い範囲の内容を含むものであるが、本研究でいう地震危険度とは、中国地方のある地点において、将来受けるであろう地震動の強さ、すなわち、最大地動加速度の大きさに限定して考えるものとしている。

このような地震危険度の考え方を初めて取り入れた研究として、河角 [1] の研究があり、これは、日本周辺の歴史地震資料に基づいて、日本全域をメッシュ状に区分し、各地点の震度を求め、震度から加速度を評価することによって、75, 100, 200 年間の地震危険度分布図を作成した。これが、いわゆる河角マップとして知られるものである。その後、地震資料に基づいて、ある期間内の地震動の最大速度、あるいは、最大加速度を求めようとする研究は、村松 [2]、金井・鈴木 [3]、尾崎・北川・服部 [4] らによって行われている。前章でみたように、日本では、歴史地震を含めて、過去千数百年間の地震資料を得ることができるが、時間および空間的に、同じ信頼性と精度の地震資料が得られる訳ではない。そこで、後藤・亀田 [5] は、資料の信頼性の高い最近

の期間と、それ以前の期間に分けて、それぞれの資料を異なった重みで処理を行っている。

一方、過去の地震資料の統計的な処理に基づく手法をさらに進めて、地震発生過程を一つの時系列として捉え、震源の確率モデルを設定することによって、確率論的に地震危険度を評価しようとする研究があり、C. A. Cornell[6] は、ある震源域内において地震の発生を Poisson 過程として捉え、その震源域内で地震が一様にかつ独立に発生するもの仮定して地震危険度の評価を行った。また、このような震源の確率モデルを想定して、牧野・松村は、九州地区の地震危険度の評価を行った [7]。

地震危険度の評価の基本的な考え方は、地震が発生すると考えられる領域すなわち震源域において、どのような過程で地震が発生するかを想定し、ある地点においてその地震に対する地震動の大きさを予測することにある。従って、震源域の地震発生モデルの選択と地震動の予測式によって、地震危険度の評価が左右されることになる。

地震の発生は、プレートの移動によって蓄積される岩石のひずみエネルギーの放出によるものであるので、将来的には、それを予測することも可能となるであろうが、現状では、非予測的な現象であるといわざるをえない。しかしながら、長期間の地震活動の記録が蓄積されることによって、より詳細になるであろう。

地震が発生すると地震のエネルギーは波動として、地盤内部を伝播し拡散していく。地表面上のある地点の地震動は、実体波および表面波として伝播された波動であるが、ある場所における地震動の大きさは、そこから少し離れた場所での地震動と大きく異なることがあることは良く知られている。従って、一般には、ある地点の地震動の大きさは、その地点の基盤に到達する波動が、表層部の地盤性状によって増幅されるものと考えることができる。震源から放出されるエネルギーの大きさの指標がマグニチュードであり、震源からある地点の基盤までの距離すなわち震源距離に応じて地震動は減衰しつつ到達すると考えられ、その地点の表層部の地盤特性に応じて増幅されたものが地表面での地震動と考えることができる。本章では、地震危険度を評価するための地震の発生状況を表す震源モデルの設定と、地震動の距離減衰について考察し、ある地点での地震動の大きさ、特に、耐震設計のための重要な指標となる加速度の評価について考察する。

## 5.2 地震発生モデル

すでに、歴史地震の震源分布や観測地震の震源の分布から、地震の震源はある特定の地域に集中することが示された。図 5.1 は、地震危険度評価のための地震発生モデルを図式的に示したものである。ある長さや広がりをもった領域を想定し、この領域の内部で地震が発生するものとする。この領域は、点や線のようなものを想定してもよいし、円や長方形のような 2 次元的な広がり、さらには、3 次元的な領域であってもよい。

地震の震源の形状を設定するためには、地盤構造やプレートの運動などの地球物理学的な考察を必要とすると考えられるが、地震活動についての長期間の観測からも推定することも可能である。特に、観測資料のみから震源域を想定しようとするならば、地域を緯度と経度によって区分するような領域、いわば、長方形の領域を想定することは、最も簡便な方法であり、この領域の大きさを適切に設定することによって、実際の地震活動の様子をより正確に反映することができると考えられる。また、震源の深さについても、ある領域で発生する震源の平均的な深さが設定できると考えられるので、このような長方形震源域を想定することは、地震資料データベースを活用する点からも、簡便であると考えられる。

このような領域内で Gutenberg-Richter の法則にしたがって地震が発生し、ある地点 (site) の基盤に伝播し、その地点の表層部の地盤特性によって増幅された地震動が感知されるものとする。

地震の発生の仕方については、多くの未解明の問題があり、地核運動や岩石の破壊強度などにも関連するであろう。さらに、地震には、単発性の地震もあれば群発性の地震もあり、それらの地震がお互いにどのような関連をもって発生するのか明らかにされる必要がある。しかし、数学的に解析が容易であるように、震源域内において発生する地震は、互いに、独立な事象であるとし、一つの地震の発生が他の地震の発生になんら影響を与えないと仮定するならば、地震の発生過程を Poisson 過程と考えることができる。

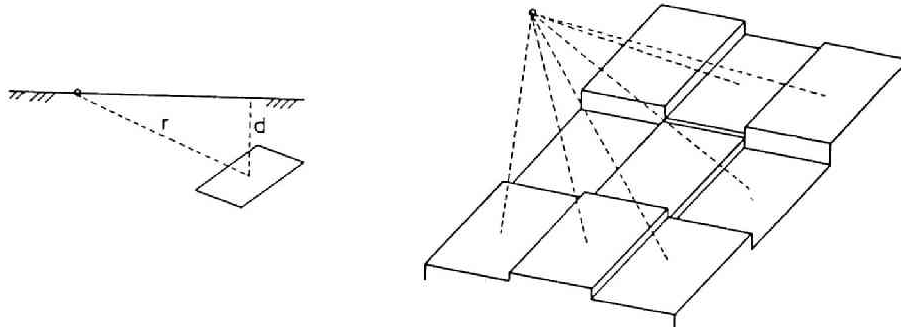


図 5.1 地震震源域と観測点

### 5.3 地震動伝達特性

地震が発生するとその波動は地盤を伝播して、ある地点で地震動として感知される。ある地点での地震動の性質は、震源の性質、伝播経路の伝達特性、その地点での地盤の増幅特性によって定まると考えられる。いずれも、正確に評価することは困難な問題を含んでいるが、例えば、加速度の最大値というような特定の量に対しては、地震被害の分布状況や強震観測資料などから、(5.1)~(5.4) のようないくつかの提案式 [2][3] がある。

金井式

$$A_{\max} = \frac{5}{\sqrt{T_G}} 10^{0.61M - \{1.66 + (3.60/r)\} \log_{10} r + \{0.167 - (1.83/r)\}} \quad (5.1)$$

渡部式

$$A_{\max} = 10^{0.472M - \{1.97 - (1.8/r)\} \log_{10} r + \{2.2 - (11.1/r)\}} \quad (5.2)$$

Esteve 式

$$A_{\max} = 110e^{0.8M} r^{-1.6} \quad (5.3)$$

片山式

$$\log A_{\max} = 2.308 - 1.637 \log(r + 30) + 0.411M \quad (5.4)$$

これらの式において、 $A_{\max}$ 、 $M$ 、 $r$ は、それぞれ、地震動の最大加速度、地震のマグニチュード、震央距離または震源距離を表している。この中で、金井式と呼ばれる(5.1)は、日立鉱山の地下300mで観測された多くの地震記録から求められた、震源距離100kmにおける最大変位振幅とその周期を結ぶ統計的な式を出発点として、地震のマグニチュード  $M$ 、震央距離  $r(\text{km})$ 、地盤の卓越周期  $T_G$  から、地震動の最大加速度を評価する式であり、震央付近から震央距離100km以上にわたる強震動の観測の結果ともよく合致するとされているものである。

図5.2および図5.3に、それぞれの式によって評価される震央距離と最大加速度値の関係をマグニチュードを6.0および7.0とした場合に付いて比較した。なお、金井式においては、地盤の卓越周期が必要であるので、 $T_G = 0.3\text{sec}$ を与えている。

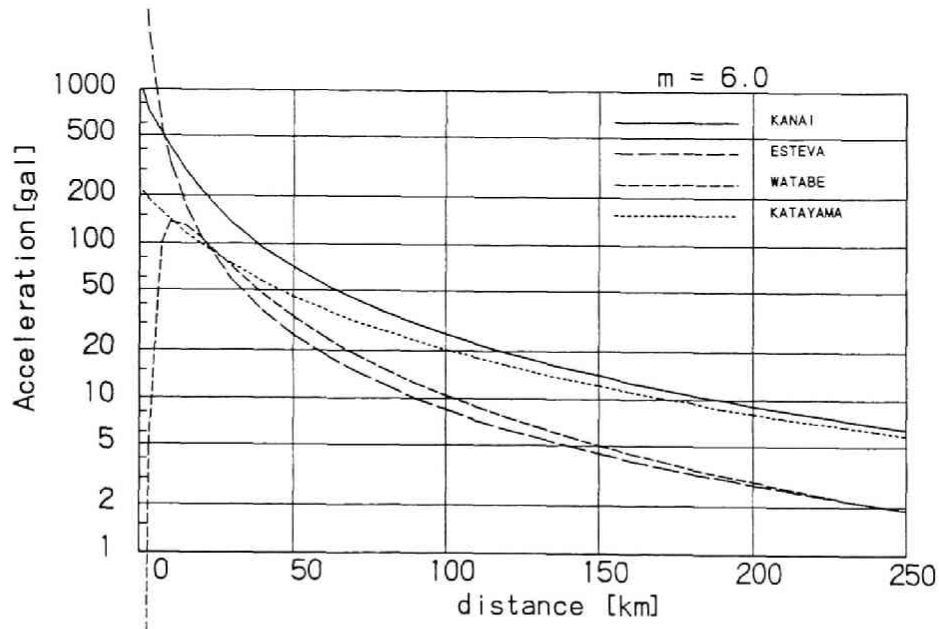
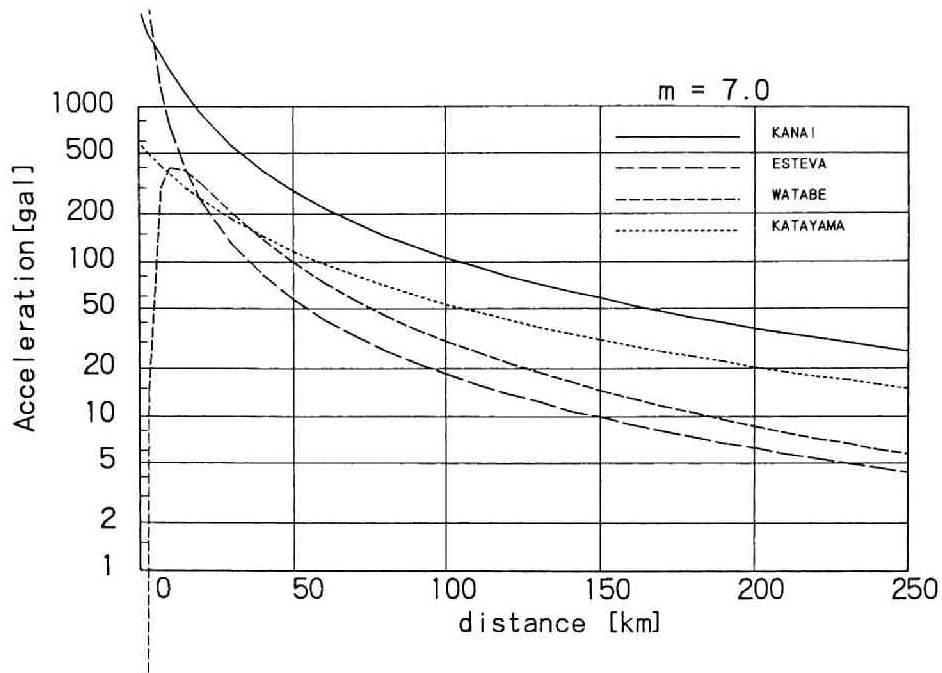


図 5.2 地震動最大加速度の推定式 ( $M = 6.0$ )



図 5.3 地震動最大加速度の推定式 ( $M = 7.0$ )

#### 5.4 地震危険度の評価

地震の発生を予測することは現状では不可能である。ある震源域において地震が過去に発生した地震とは無関係に個々に独立に発生するものと仮定するならば、地震発生を、Poisson モデルと仮定して、時間  $t$  の間に、ある事象が  $n$  回発生する確率は、次の式で表される。

$$P_N(n, \nu t) = \frac{e^{-\nu t} (\nu t)^n}{n!} \quad (5.5)$$

ここに、 $\nu$  は、事象の平均発生率を表す。したがって、ある事象が一度も発生しない確率は、 $n = 0$  とおいて次の式を得る。

$$P_N(0, \nu t) = e^{-\nu t} \quad (5.6)$$

地震の年間平均発生回数について、Gutenberg-Richter の法則が支配するものとすれば、マグニチュード  $m$  以上の地震が発生する回数  $\nu$  が次の式で表される。

$$\nu = e^{\alpha' - \beta m} \quad (5.7)$$

ここに、 $\alpha'$  は、(5.7) を年間発生回数として表現したもので、資料の観測期間を  $T$  年とすれば、 $\alpha' = \alpha - \log(T)$  で与えられる。一方、マグニチュードの分布関数は、次

の式で表される。

$$F_M(m) = \Pr[M \leq m] = 1 - e^{-\beta(m-m_0)} \quad (5.8)$$

ここに、 $\Pr[\cdot]$  は確率を表し、 $m_0$  は、考慮しているマグニチュードの下限值を表わしている。建築物の耐震設計を考えるような場合、余りにも小さなマグニチュードの範囲を想定しても無意味である。一方、地震のマグニチュードは、岩石に蓄え得るエネルギーの大きさには限りがあることからマグニチュードの大きさにも上限値があることが知られており、ある震源域のマグニチュードの上限値を考慮するのが妥当である。いま、マグニチュードが上限値  $m_1$  を越えないものとするれば、マグニチュードの分布関数は、次式で表すことができる。

$$\begin{aligned} F_M(m) &= \frac{1 - e^{-\beta(m-m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_1-m_0)}} \\ &= K_1 \{1 - e^{-\beta(m-m_0)}\} \end{aligned} \quad (5.9)$$

$$K_1 = \frac{1}{1 - e^{-\beta(m_1-m_0)}} \quad (5.10)$$

図 5.1 に示すように、ある震源域内のどこかで地震が発生し、そこからある観測地点の基盤に波動が到達し、その地盤によって増幅された地震動が観測されるとするならば、加速度の最大値は、一般に、次の形の式で評価されるものと考えられる。

$$A = b_1 e^{b_2 M} g(R) \quad (5.11)$$

ここに、 $R$  は震源距離または震央距離を表わす。各項の表わす意味は、 $b_1$  は、観測地点での地盤増幅率を示し、 $e^{b_2 M}$  は、最大加速度がマグニチュードの大きさに対して指数関数的に増大することを表わし、また、 $g(R)$  は、伝播距離に対する地震動の減衰効果を示すものである。

(5.11) 式に相当する最大加速度とマグニチュード、震源距離の関係を表す式は、数多く提案されている。ここで、いわゆる金井式 (5.1) を採用するものとするれば次の通りである。

$$b_1 = \frac{5}{\sqrt{T_G}} \quad (5.12)$$

$$b_2 = 0.61 \log 10 \quad (5.13)$$

$$g(R) = 10^{-\{1.66+3.60/R\} \log_{10} R + \{0.167-1.83/R\}} \quad (5.14)$$

ここに、 $T_G$  は地震動の大きさを評価しようとする地点の地盤の卓越周期 (sec) を表し、 $R$  は震源距離 (km) を表す。

このように、ある地点での最大加速度を表す式を規定すると、ある地点で観測される加速度の確率分布関数は、震源距離  $R$  が  $r$  であるような地震に対して、加速度  $A$  が  $a$  に等しいか、 $a$  よりも小さい確率の総和として求められるので、次のように表すことができる。

$$F_A(a) = \Pr[A \leq a] = \int_R \Pr[A \leq a | R = r] f_R(r) dr \quad (5.15)$$

ここで、 $f_R(r)$  は震源距離  $R$  の確率密度関数を表す。

震源距離が  $r$  の位置で発生した地震によって観測された加速度の最大値が  $a$  を超えない確率すなわち最大加速度の確率密度関数は、

$$\begin{aligned} \Pr[A \leq a | R = r] &= \Pr[M \leq \log(a/g(R)b_1)^{1/b_2}] \\ &= F_M \left\{ \log(a/g(R)b_1)^{1/b_2} \right\} \end{aligned} \quad (5.16)$$

と変換されて、マグニチュードの分布関数によって表すことができる。従って、

$$F_A(a) = K_1 \left\{ 1 - e^{\beta m_0 (a/b_1)^{-\beta/b_2} E[g(R)^{-\beta/b_2}]} \right\} \quad (5.17)$$

ここに、 $E[\cdot]$  は期待値を表しており、ある観測点からみた震源域の震源距離に対する減衰特性の平均値である。地震の発生過程を Poisson 過程とするならば、 $t$  年間あたりの最大加速度の分布関数を次の式で評価することができる。

$$\begin{aligned} F_{A_{\max}^{(t)}}(a) &= \Pr[A_{\max}^{(t)} \leq a] = e^{\{-\nu t(1-F_A(a))\}} \\ &\simeq 1 - e^{-\nu t e^{\beta m_0 (a/b_1)^{-\beta/b_2} E[g(R)^{\beta/b_2}]} } \end{aligned} \quad (5.18)$$

ここに、 $\nu$  は、年間の平均地震発生回数を表す。

従って、 $t$  年間の地震動の最大加速度  $A_{\max}^{(t)}$  が  $a$  を越える確率は、

$$\Pr[A_{\max}^{(t)} > a] = e^{-\nu t e^{\beta m_0 (a/b_1)^{-\beta/b_2} E[g(R)^{\beta/b_2}]} } \quad (5.19)$$

で表される。(5.18) は、 $t$  年間に最大加速度が  $a$  を越えない確率を示すが、 $E[g(R)^{\beta/b_2}]$  を求める必要がある。これは、震源にある特定の形状を仮定するならば解析的な表現

が可能となり、C. A. Cornell[6] は、線状および円盤状の震源について解析し、地震危険度の予測を可能とした。

なお、震源と考える領域がある地点の周辺に幾つか想定されるとき、その全領域で発生する地震に対する最大加速度の分布関数は、個々の震源で発生する地震に対して評価される最大加速度の分布関数の積として求めることができる。すなわち、 $k$ 個の震源域がある場合、

$$F_{A_{\max}}^{(t)}(a) = \prod_i^k F_{A_{\max}}^i(a) \quad (5.20)$$

で求められる。ここに、 $F_{A_{\max}}^i(a)$  は、 $i$  番目の震源域で発生する地震に対して評価される  $t$  年間の最大加速度の分布関数である。

## 5.5 長方形震源域に対する地震危険度の評価

前節で示したように、地震の発生過程を Poisson 過程と考えて、ある期間内にある地点における地震動の最大加速度の分布関数を、(5.18) に基づいて求めることによって、地震危険度を解析的に評価することができる。地震は、想定した震源域内のいずれの場所においても一様にランダムに発生するものと考えているので、震源の形状に応じて  $E[g(R)^{\beta/b_2}]$  を評価しなければならない。C. A. Cornell は、直線および円形の震源域に対して、これを評価したが、一般に、震源の形状をこのようなものに想定することは、やや、困難であろう。

ある地域の地震活動度を Gutenberg-Richter の法則によって表現するものとして、そのパラメータの設定のために、その地域で過去に発生した地震の資料を使用するのであれば、領域を緯度および経度で区分することが自然であり、その場合、震源域の形状は、正方形あるいは長方形に近いものと考えられる。そこで、長方形震源域を想定した場合の、ある地点での地動最大加速度の分布関数を評価することにした。

図 5.4 (a) に示すように、地表面から深さ  $h$  における  $x$ - $y$  平面上に両軸に平行な直線によって区切られる  $2dx \times 2dy$  の長方形領域を考え、この領域において、地震の発生が一様にランダムであると仮定する。

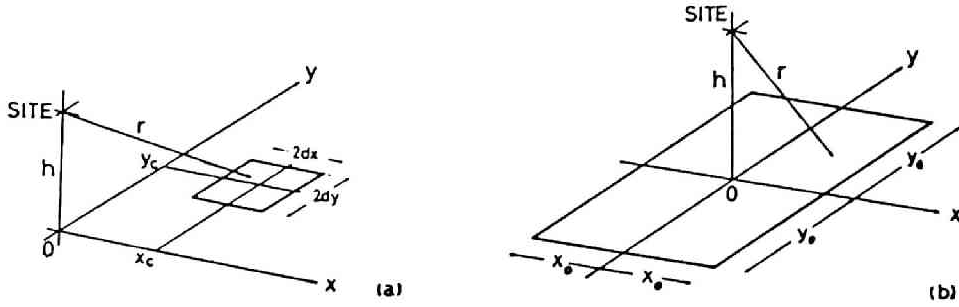


図 5.4 長方形震源のモデル

この長方形領域で表された震源で発生する地震に対してある地点での地震危険度は、(5.11) で表される加速度の評価式に現れる距離減衰を表す関数  $g(R)$  に対して、(5.19) の  $E[g(R)^{\beta/b_2}]$  を評価すればよいのであるが、金井式 (5.1) は、震源距離  $R$  に対して複雑な形式を取っており、解析的に処理することが困難である。そこで、より簡単な形式として、最大加速度  $A(\text{cm})$  がマグニチュード  $M$  と震源距離  $R$  の関数として

$$A = b_1 e^{b_2 M} R^{-b_3} \quad (5.21)$$

によって表されるものとする。また、マグニチュードの分布に関しては、マグニチュードの下限值  $m_0$  のみを考慮した (5.8) を考えるものとするれば、地震動の最大加速度の分布関数は、

$$F_{A_{\max}}^{(t)}(a) = 1 - e^{\beta m_0} \left( \frac{a}{b_1} \right)^{-\frac{\beta}{b_2}} E[R^{-\frac{b_3}{b_2} \beta}] \quad (5.22)$$

で表すことができる。最大加速度を表す金井式 (5.1) を用いた場合は、 $E[g(R)^{\beta/b_2}]$  を評価していたが、(5.8) および (5.21) を用いることによって、 $E[R^{-\frac{b_3}{b_2} \beta}]$  を評価すればよいことになり、直接、震源距離  $R$  を用いて、最大加速度の分布関数を求めることができる。

1 年当たりの平均地震発生回数を  $\nu$  とすれば、ある地点で  $t$  年間における最大加速度

の分布関数は、

$$F_{A_{\max}}^{(t)}(a) = \Pr[A_{\max}^{(t)} < a] = e^{-\nu t \Pr[A > a]} \sim 1 - \nu t e^{\beta m_0} \left(\frac{a}{b_1}\right)^{-\frac{\beta}{b_2}} E[R^{-\frac{b_3}{b_2}\beta}] \quad (5.23)$$

であるので、 $t$  年間に最大加速度  $A_{\max}^{(t)}$  が  $a$  を越える確率は、

$$\Pr[A_{\max}^{(t)} > a] = \nu t C E[R^{-\frac{b_3}{b_2}\beta}] \quad (5.24)$$

で表すことができる。ここに、

$$C = e^{\beta m_0} \left(\frac{a}{b_1}\right)^{-\frac{\beta}{b_2}} \quad (5.25)$$

である。

図 5.4 (b) に示すように観測点の直下に  $2x_0 \times 2y_0$  の長方形領域を考える。観測点からこの領域上の 1 点までの距離を  $r$  とすれば、 $y_0 \geq x_0$  と考えても一般性を失わないので、震源距離  $R$  の確率分布関数  $F_R(r)$  およびその確率密度関数  $f_R(r)$  は、図 5.5 に示されるように、長方形の 1/4 領域の部分を考えれば、震源の位置に応じて、以下のように評価することができる。

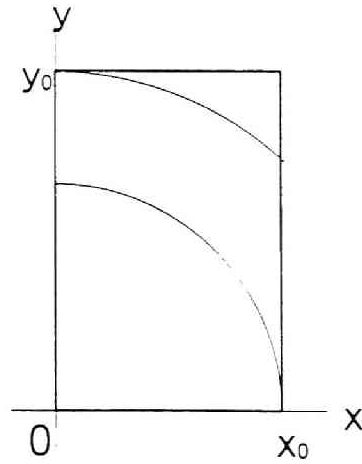


図 5.5 1/4 長方形震源域 ( $y_0 \geq x_0$ )

$h \leq r \leq \sqrt{h^2 + x_0^2}$  において

$$F_R(r) = \frac{\pi}{4x_0y_0}(r^2 - h^2) \quad (5.26)$$

$$f_R(r) = \frac{\pi r}{2x_0y_0} \quad (5.27)$$

$\sqrt{h^2 + x_0^2} \leq r \leq \sqrt{h^2 + y_0^2}$ において

$$F_R(r) = \frac{1}{2x_0y_0} \left( (r^2 - h^2) \sin^{-1} \frac{x_0}{\sqrt{r^2 - h^2}} + x_0 \sqrt{r^2 - h^2 - x_0^2} \right) \quad (5.28)$$

$$f_R(r) = \frac{r}{x_0y_0} \sin^{-1} \frac{x_0}{\sqrt{r^2 - h^2}} \quad (5.29)$$

$\sqrt{h^2 + y_0^2} \leq r \leq \sqrt{h^2 + x_0^2 + y_0^2}$ において

$$F_R(r) = \frac{1}{2x_0y_0} \left\{ y_0 \sqrt{r^2 - h^2 - y_0^2} + x_0 \sqrt{r^2 - h^2 - x_0^2} \right. \quad (5.30)$$

$$\left. + (r^2 - h^2) \left( \sin^{-1} \frac{x_0}{\sqrt{r^2 - h^2}} - \sin^{-1} \sqrt{\frac{r^2 - h^2 - y_0^2}{r^2 - h^2}} \right) \right\} \quad (5.31)$$

$$f_R(r) = \frac{r}{x_0y_0} \left( \sin^{-1} \frac{x_0}{\sqrt{r^2 - h^2}} - \sin^{-1} \sqrt{\frac{r^2 - h^2 - y_0^2}{r^2 - h^2}} \right) \quad (5.32)$$

そこで、無次元パラメータ

$$\begin{aligned} \xi_0 &= \frac{x_0}{h} \\ \eta_0 &= \frac{y_0}{h} \\ \alpha &= -\frac{b_3}{b_2}\beta + 1 \end{aligned} \quad (5.33)$$

を考えると、

$$E[R^{-\frac{b_3}{b_2}\beta}] = \frac{h^{\alpha+1}}{4x_0y_0} Q_0(\xi_0, \eta_0, \alpha) \quad (5.34)$$

で表すことができる。ここで、

$$\begin{aligned} Q_0(\xi_0, \eta_0, \alpha) &= \frac{2\pi}{\alpha+1} \left\{ (1 + \xi_0^2)^{\frac{\alpha+1}{2}} - 1 \right\} + 4 \int_{\sqrt{1+\xi_0^2}}^{\sqrt{1+\xi_0^2+\eta_0^2}} s^\alpha \sin^{-1} \frac{\xi_0}{\sqrt{s^2-1}} ds \\ &\quad - 4 \int_{\sqrt{1+\eta_0^2}}^{\sqrt{1+\xi_0^2+\eta_0^2}} s^\alpha \sin^{-1} \frac{\sqrt{s^2-1-\eta_0^2}}{\sqrt{s^2-1}} ds \end{aligned} \quad (5.35)$$

と表される。 $Q_0(\xi_0, \eta_0, \alpha)$ は、長方形領域の辺長に関する無次元パラメータ $\xi_0$ および $\eta_0$ と $\alpha$ によって表され、 $\Pr[A_{\max}^{(t)} > a]$ を表す要素である。すなわち、(5.34)(5.35)を(5.24)に代入して

$$\Pr[A_{\max}^{(t)} > a] = \frac{\nu}{4x_0y_0} tCh^{\alpha+1} Q_0(\xi_0, \eta_0, \alpha) \quad (5.36)$$

$$= \hat{\nu} tCh^{\alpha+1} Q_0(\xi_0, \eta_0, \alpha)$$

$$\hat{\nu} = \frac{\nu}{4x_0y_0} \quad (5.37)$$

ここに、 $\bar{\nu}$ は、単位面積当たり1年間の平均地震発生回数を示す。

図 5.4 (a) のように、一般的な座標位置にある長方形震源領域に対して、(5.37) の  $Q_0$  に代わる係数を  $Q$  とすれば、震源域が第 1 象限にある場合を例にとれば、図 5.6 に示すような場合が考えられ、

$$Q(\xi_1, \xi_2, \eta_1, \eta_2) = \frac{1}{4} \{ Q_0(\xi_1, \eta_1, \alpha) - \text{sign}(\eta_2) Q_0(\xi_1, \eta_2, \alpha) \\ - \text{sign}(\xi_2) Q_0(\xi_2, \eta_1, \alpha) + \text{sign}(\xi_2 \eta_2) Q_0(\xi_2, \eta_2, \alpha) \} \quad (5.38)$$

によって評価することができる。ただし、 $Q_0(\xi_i, \eta_j, \alpha)$  ( $i, j = 1, 2$ ) における  $\xi_i, \eta_j$  は絶対値をとり、 $|\xi_i| \leq |\eta_j|$  となるように置き換えるものとする。

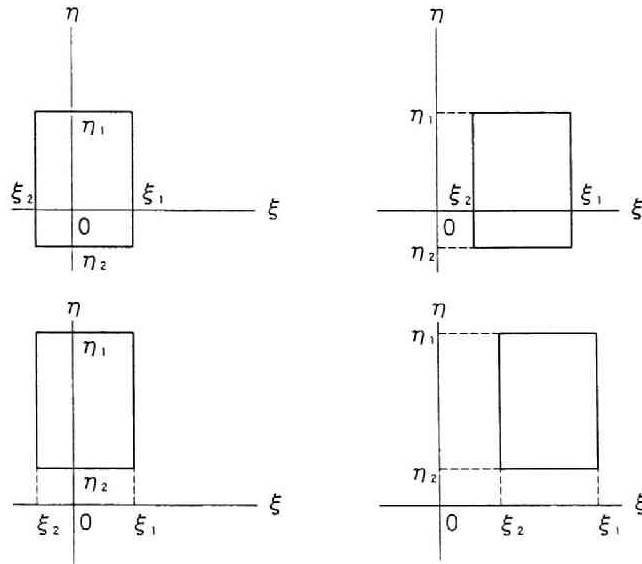
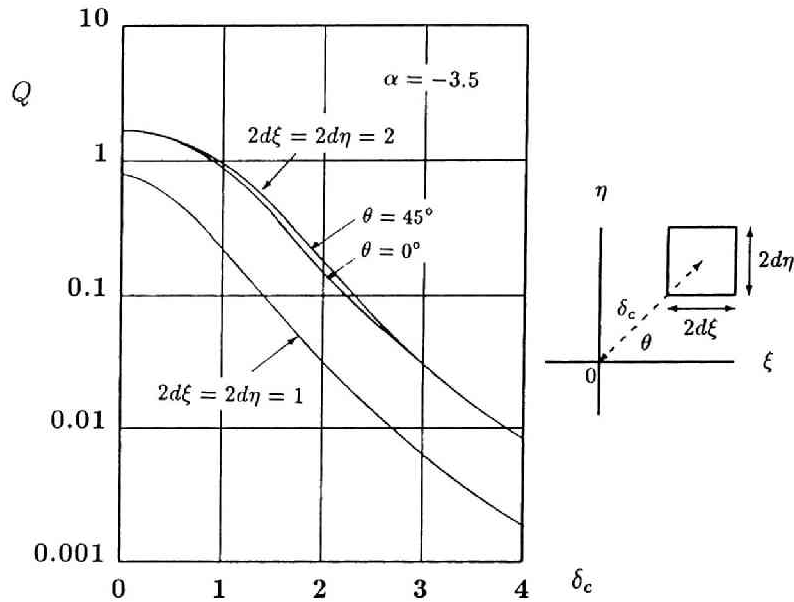


図 5.6 震源域と観測点の位置関係

今、数値計算例として、 $\beta = 0.8 \log 10 = 1.842$  とし、(5.21) において、 $b_1 = 2000$ ,  $b_2 = 0.8$ ,  $b_3 = 2$  とすれば、(5.33) における  $\alpha = -3.60$  であるので、 $\alpha = -3.5$  に設定して、一辺の長さが深さ  $h$  に等しい場合 ( $2d\xi = 2d\eta = 1$ ) および 2 倍 ( $2d\xi = 2d\eta = 2$ ) である正方形震源域を想定し、観測点に対する震源域の方向  $\theta$  が  $0^\circ$  および  $45^\circ$  の場合について  $Q$  の値を、震源域の中心までの距離  $\delta_c = \sqrt{x_c^2 + y_c^2}/h$  に対して示したものが図 5.7 である。



図 5.7 震源域の方向による  $Q$  の相違

$Q$  は、 $\delta_c$  の増加とともに急激に減少し、震源域の面積に比例するようになるが、震源域の直上では、面積が 4 倍になっても、 $Q$  の値は 2.19 倍に留まる。これは、震源域直上における  $Q$  の値に対して、周辺部の影響が少なくなるためである。また、震源域の面積が小となると、震源域の方向による相違は殆ど見られないが、深さ  $h$  の 2 倍の辺長を有する場合、 $\theta = 45^\circ$  の方がやや大となっている。これは、 $\delta_c$  を等しくしたとき、 $\theta = 0^\circ$  の場合と比較して、 $\theta = 45^\circ$  の場合、震源距離がより小な地震が発生する可能性があるためである。なお、この場合でも、 $\delta_c$  が 3 以上になると震源域の方向による相違は消失する。

長方形震源域に対する  $Q$  の評価は、(5.35) の数値積分に基づくので取扱が困難である。そこで、長方形震源域を適当な微小面積に区分することによって、点震源の集合として  $Q$  の評価を行うことが考えられる。長方形震源域を  $x$  方向に  $m$  分割、 $y$  方向に  $n$  分割するものとして、分割されたそれぞれの中心座標を、

$$\begin{aligned}\xi_i &= \frac{x_i}{h} & (i = 1, 2, \dots, m) \\ \eta_i &= \frac{y_i}{h} & (i = 1, 2, \dots, n)\end{aligned}\tag{5.39}$$

とすれば、 $(\xi_i, \eta_j)$  を震源とする地震の年当たりの平均発生回数を  $\nu_{ij}$  とすれば、この

点震源による観測点の  $t$  年間の最大加速度に対して、

$$\Pr[A_{\max}^{(t)}] = \nu_{ij} C h^{\alpha-1} (1 + \xi_i^2 + \eta_j^2)^{\frac{\alpha-1}{2}} \quad (5.40)$$

が得られる。

$$\nu_{ij} = \frac{\nu}{mn} = \frac{4\hat{\nu}d\xi d\eta}{mn} h^2 \quad (5.41)$$

であるから、長方形震源域の全域に対して、

$$\Pr[A_{\max}^{(t)}] = \hat{\nu} t C h^{\alpha+1} \frac{4d\xi d\eta}{mn} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (1 + \xi_i^2 + \eta_j^2)^{\frac{\alpha-1}{2}} \quad (5.42)$$

を求めることができる。

(5.42) と (5.37) を比較して、点震源の集合として評価される  $Q$  の値を  $Q'$  とすれば、

$$Q' = \frac{4d\xi d\eta}{mn} \sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^n (1 + \xi_i^2 + \eta_j^2)^{\frac{\alpha-1}{2}} \quad (5.43)$$

と表される。

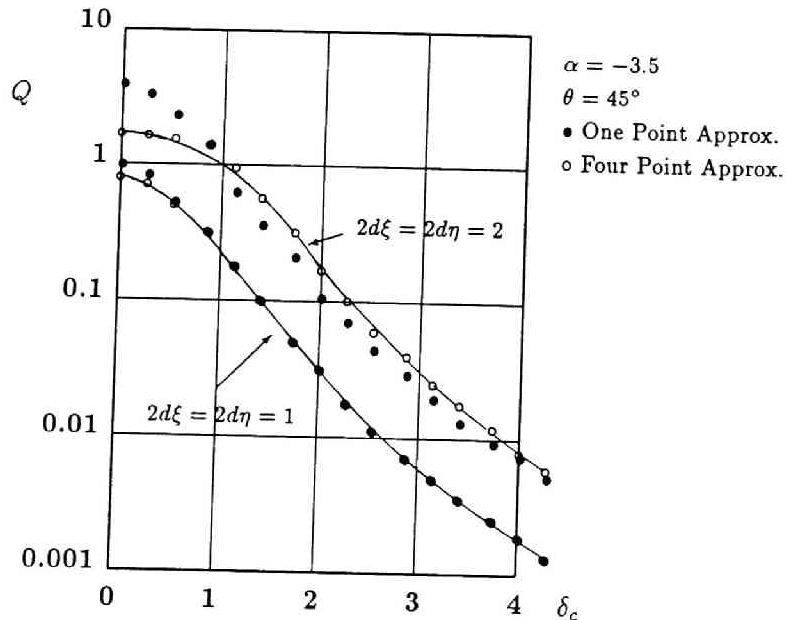


図 5.8 点震源による置き換え

図 5.8 に、 $\theta = 45^\circ$  の場合について、図 5.7 で扱ったのと同じ正方形震源域 1 点で近似した場合 (○ 印) および震源域を 4 分割した場合 (● 印) について  $Q$  の値を示す。実

線は、長方形震源域震源として評価したものである。深さ $h$ の2倍の辺長を有する正方形震源の場合、中央1点の点震源としての近似は十分ではないが、正方形を4分割し、それぞれの中央4点の点震源に置き換えることによって、正方形震源の場合とよく一致することが分かる。また、深さ $h$ に等しい辺長を有する正方形震源の場合は、直下に震源域を考える場合を除けば、1点による近似であっても極めて良好に一致することが分かる。このことから、深さ $h$ を30kmを程度とすれば、直下に震源域を考える場合を除いて、30km平方の正方形震源域は、その中央で常に地震が発生する点震源とみなしてもよいと考えることができる。

## 5.6 まとめ

本章では、建築構造物の耐震性を考慮する上で不可欠であり、地震荷重の設定ないし想定に重要である地震危険度の評価について考察した。地震危険度の評価は、基本的に、地震資料の統計処理によって将来の地震動を予測するか、あるいは、地震発生確率モデルを想定し、確率論的に評価するかということになるが、いずれの場合においても、ある地点や地域の地震危険度を評価しようとするとき、想定する震源領域の地震特性を設定することが必要となり、そのためには、精度の高い長期間の地震資料が必要とされる。

確率論的に地震危険度を評価しようとする手法は、数学的に明快な方法ではあるが、例えば、地震の発生過程をPoissonモデルと考えることが果たして妥当であるかどうかは、大きな問題である。ある領域で発生する個々の地震を、それぞれ独立な事象と考えることには無理があり、1個のいわゆる本震に対して、しばしば、その前震や余震が観測されることが多い。ある事象が後に続く事象に影響を与えるような過程は、マルコフ過程と称されるものであり、このような取扱いも不可能ではないが、多くの領域についてそのような震源モデルを具体的に設定することは、利用できる地震資料の現状からみて極めて困難であろうと思われる。

ここで取り上げた地震危険度の確率論的評価法において、地震は、ある形状をした震源域内において、一様に、かつ、ランダムに発生するものと考えている。震源域の形状の設定には、地震活動に関する地球物理学的な考察が必要であるが、観測地震資

料を広く活用する上では、緯度および経度によって区分された領域を想定することは、極めて簡便であり、また、合理的であると考えられる。そこで、本章では、長方形震源域を想定し、地震危険度の具体的な評価法を検討した。しかし、長方形震源域の場合、ある地点に対する震源域の方向性のために、計算が面倒になる。そこで、震源域をさらに細分して、その中央位置で地震が発生するということに仮定すると、計算量は減少し、長方形震源域に対する地震危険度の評価を、現実的に可能とすることができると示した。数値計算例によれば、震源の深さ程度の辺長を有する正方形震源であれば、直下に震源域を考える場合を除いて、その中央で常に地震が発生する点震源モデルとみなしてもよいことが示された。

## 第 5 章 の参考文献

- [1] Kawasumi, H. ; *Measures of earthquake danger and expectancy of maximum intensity throughout Japan as inferred from the seismic activity in historical times.* Bull. Earthq. Res. Inst., 21, 1951.
- [2] 村松郁栄 ; 50 年間に予想される地震動最大加速度最大値の日本全域における分布, 第 2 回災害科学総合講演会論文集, 1965.
- [3] Kanai, K. and T. Suzuki ; *Expectancy of the maximum velocity amplitude of earthquake motions at bed rock.* Bull. Earthq. Res. Inst. 46, 1968.
- [4] 尾崎昌凡, 北川良和, 服部定育 ; 地震動の地域特性に関する研究 (その 1)—地震活動に基づく地震動期待値とその応用, 日本建築学会論文報告集, 266, 1978.
- [5] 後藤尚男・亀田弘行 ; 地震時における最大地動の確率論的研究, 土木学会論文集, 159, 1968.
- [6] C. A. Cornell ; *Engineering Seismic Risk Analysis.* Bull. of S. S. A., Vol. 58, No. 5, Oct. 1968.
- [7] 牧野稔, 松村和雄 ; 地震危険度に関する研究, (その 1) 九州における地震動の極値分布, 日本建築学会九州支部研究報告第 23 号, 1977.
- [8] 金井清, 多治見宏, 大沢胖, 小林啓美 ; 建築構造学体系 1, 地震工学, 彰国社, 1968.
- [9] 梅村魁, 大沢胖, 河村壮一 ; 新しい耐震設計講座, 耐震設計の基礎, オーム社, 1984.



## 第 6 章 中国地方の地震危険度の評価

### 6.1 まえがき

既に述べたように、中国地方の地震危険度は必ずしも高いものではないが、瀬戸内海沿岸部の埋立による開発や、都市に対する人口の集中化に伴って中国地方特有の急傾斜地での宅地開発といったような状況によって、地震危険度はむしろ、高くなってきていることに注意しなければならない。本章では、前章までの考察を踏まえて、中国地方の地震危険度の評価を実際に行うものとする。

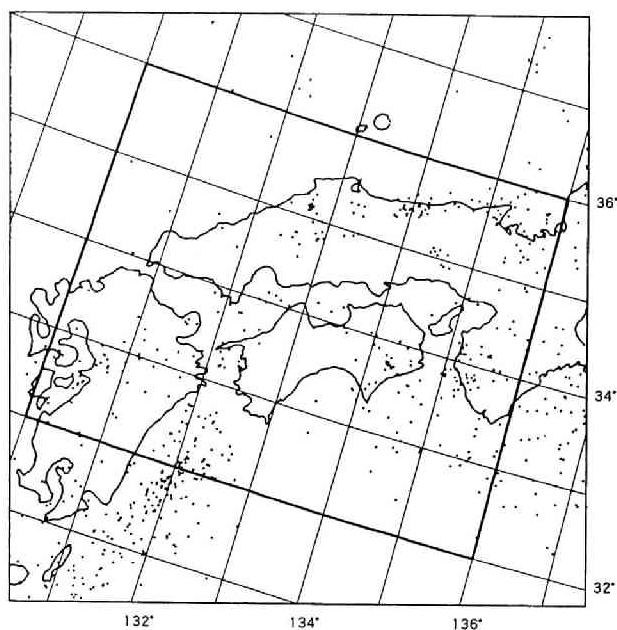
先ず、震源の確率モデルを設定するために、中国地方を緯度および経度によって区分することによって震源域を設定し、地震資料データベースを用いて、各震源域におけるマグニチュードの累積頻度を Gutenberg-Richter の式によって近似する。一方、地震危険度を評価する地点として、より細かい緯度および経度で表し、各地点における最大加速度の確率分布を求めることによって、地震危険度マップを作成する。

### 6.2 震源パラメータの設定

地震資料から求められた、中国地方およびその周辺地域で発生した地震の震源分布は、図 3.2 に示したようなものであるが、ここには、1885 年以降に発生したマグニチュード 4 以上の地震の震源分布を示している。

図 6.1 に示すように、緯度 ( $32^{\circ}\sim 36^{\circ}$ ) および経度 ( $130^{\circ}\sim 136^{\circ}$ ) の領域を考え、これを中国地方の地震危険度を評価するための震源領域と考えた。さらに、緯度および経度に対して、 $1^{\circ}$ ごとに細分した領域を考え、各領域において、地震資料データベースから地震のマグニチュードに対する累積頻度曲線を直線近似することによって Gutenberg-Richter の係数の評価を行う。

ここで設定した領域の中で地震リストに現れるマグニチュード 7 以上の地震は、表 6.1 に示すようなものであった。この中で中国地方に特に大きな被害をもたらしたものは、第 3 章でみたように、1905 年の芸予地震と 1943 年の鳥取地震である。

図 6.1 中国地方の領域と  $M \geq 5$  の震源分布表 6.1 観測地震資料に現れる中国地方のマグニ  
チュード7以上の地震

年月日	時分	震源地名	緯度	経度	震源深さ	$M$
1887- 4-29	10:55	宮崎県沖	32°00′	132°00′	50	7.1
1905- 6- 2	14:39	安芸灘	34°06′	132°30′	50	7.6
1905-11-10	15:13	宮崎県西部	32°18′	131°06′	150	7.6
1927- 3- 7	18:27	近畿地方北岸	35°36′	135°06′	10	7.5
1931-11- 2	19:03	九州南西沖	32°15′	132°38′	40	7.1
1941-11-19	1:46	九州南西沖	32°36′	132°06′	0	7.4
1943- 9-10	17:37	中国地方北岸	35°30′	134°12′	10	7.4
1946-12-21	4:19	近畿地方南方沖	33°00′	135°36′	30	8.1
1948- 4-18	1:11	近畿地方南方沖	33°06′	135°36′	40	7.2
1948- 6-15	20:44	紀伊半島東岸	33°48′	135°30′	10	7.0
1968- 4- 1	9:42	日向灘	32°17′	132°32′	30	7.0
1984- 8- 7	4:06	九州地方南西沖	32°22′	132°09′	33	7.1

ある領域で Gutenberg-Richter の係数を評価するためには、異なったマグニチュードの地震個数が多いことが必要とされるが、領域を細分すると、地震個数は少なくなる。また、マグニチュードの下限値を小さくするほど、地震個数を多く得ることができが、地震資料には、マグニチュードの小さい地震に対しては、信頼性が劣る。そこで、マグニチュードの下限値としては 5.0 を考えた。図 6.1 には、マグニチュード 5 以上の地震の震源分布を示している。

Gutenberg-Richter の係数を評価するためには、少なくとも、マグニチュード 5 以上の地震が 5 個以上観測されていることが必要であろうと考え、そういった領域のみを震源域と考えた。従って、山口県を含む日本海側の領域での震源は考えないことにした。

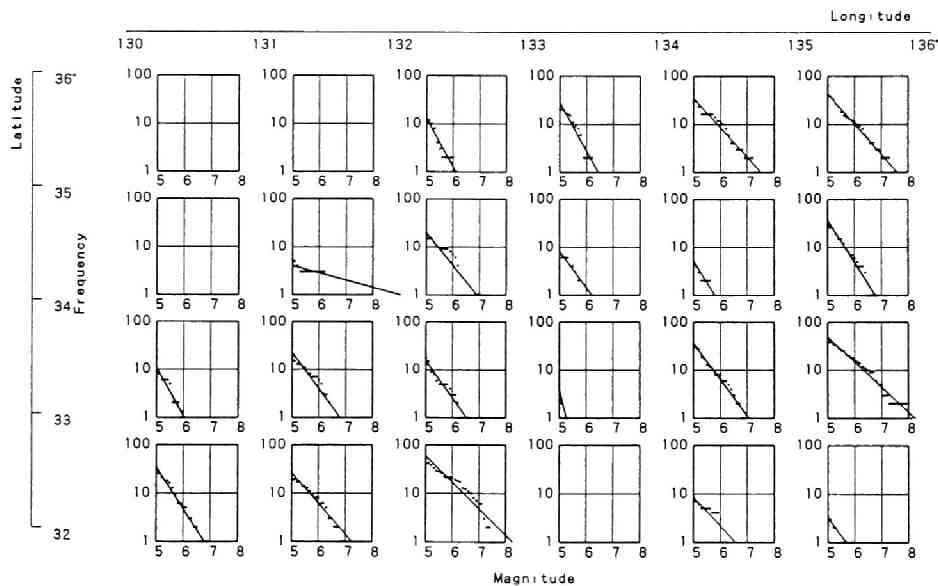


図 6.2 中国地方を 1°ごとに区分した領域のマグニチュード累積頻度と Gutenberg-Richter の近似式

図 6.2 は、マグニチュード 5 以上の地震が 5 個以上の地震が観測されている 1°ごとの領域に対して、各領域のマグニチュードに対する累積頻度を示し、これに対して Gutenberg-Richter の式による直線近似を行った結果を表している。空白の部分は、マグニチュード 5 以上の地震個数が 5 未満であったため、震源域と考えなかった領域



を示している。

図 6.3 は、1°ごとの各領域の震源パラメータを表しており、上段から 1885 年～1988 年のマグニチュード 5 以上の地震個数、Gutenberg-Richter の係数としての  $\beta$  の値、過去の歴史地震を含めたその領域のマグニチュードの最大値、および観測された震源の平均深さ (km) を表している。1°ごとに分割した場合、マグニチュード 5 以上の地震個数の多いところは、敦賀湾を中心とする京都府北部地域、紀伊半島部、豊後水道の 3 領域で、このほぼ 100 年間に 40 個以上を数えている。

130°	131°	132°	133°	134°	135°	136°	
		15 2.33 7.4 19	20 2.32 6.7 17	32 1.41 7.4 22	40 1.42 7.5 89		36°
		19 1.55 7.6 25	8 1.76 5.7 21	7 3.12 7.1 21	28 1.97 7.0 54		35°
9 2.35 6.5 18	18 1.73 7.1 60	17 1.76 7.1 39	5 4.00 6.2 25	34 1.76 6.9 28	44 1.20 8.6 29		34°
29 1.96 6.9 16	27 1.45 7.6 59	48 1.26 7.5 28		7 1.40 8.4 32	5 1.68 5.9 29		33°
							32°

図 6.3 1°区間の震源パラメータ、(地震個数、 $\beta$ 、最大マグニチュード、平均深さ)

Gutenberg-Richter の係数は、1°ごとの領域に対して評価するが、中国地方の地震に影響を与える具体的な震源域として、この領域をさらに 30'ごとの領域に 4 分割し、その中で、マグニチュード 5 以上の地震個数が 5 以上である地域を選んだ。これは、地震危険度の評価において、震源域内で一様にランダムに地震が発生すると考えているが、5.5 において検討したように、それほど大きくない長方形震源の場合、その中心部において地震が常に発生すると考えた、点震源に置換することが可能であるので、領域を細分することによって、震源域の数を減らし、計算の簡略化を計ったもの

である。細分された領域では、 $1^\circ$ ごとに評価された $\beta$ の値と震源深さを図 6.3 によって与え、地震の発生回数は、 $30'$ ごとの領域の地震個数に応じて、比例配分させ、最終的に、 $30'$ メッシュで区分された合計 37 個の震源域を想定した。

このように設定された中国地方の震源域の確率モデルが、地震資料に適合しているかどうかを検証するために、シミュレーション解析を行い、地震資料と 5 に基づいた数値解析結果の比較検討を行った。

すなわち、シミュレーション解析では、 $30'$ ごとの緯度および経度で区分された 37 個の震源域で、Gutenberg-Richter の法則に従って図 6.4 で表されるような分布関数を持つ、あるマグニチュードの大きさの地震がその震源域内のどこかで一様にランダムに発生するものと考えた。なお、地震個数は、その震源域の地震個数に比例する個数の地震を発生させるようにした。

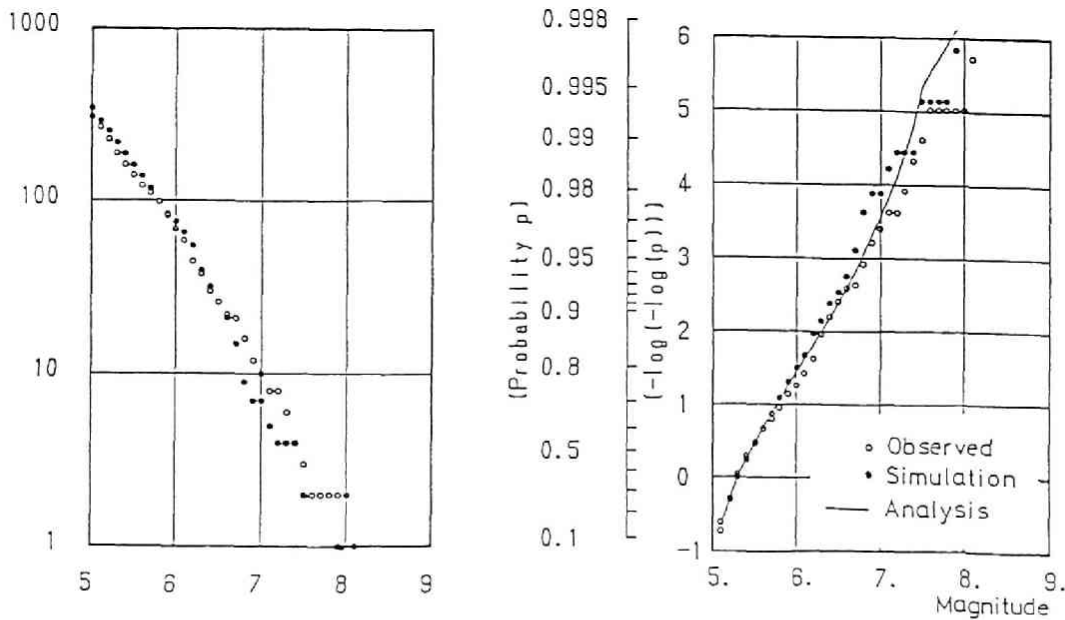


図 6.4 シミュレーションによるマグニチュードの累積頻度と確率分布関数

図 6.4 は、想定した全領域で発生する地震のマグニチュードの累積頻度と確率分布を示したものである。 $\circ$  は、想定された領域の地震資料から得られるマグニチュード

5以上の地震432個から計算される比率であり、●は、シミュレーション解析によるものである。また、曲線は、このような震源モデルから解析的に求められたものを表す。確率分布関数は、想定している量を越えない確率を表すものであるから、シミュレーション解析の結果は、震源域全体を見た場合、観測値よりもややマグニチュードの小さい地震が多く発生しているようになっていることが分かり、解析値は両者の中間を示している。このように若干の違いが見られるものの、全体的に考えれば、3者はいずれも、十分によく合致しており、ここで設定した震源の確率モデルは、それなりに妥当なものと考えることができる。

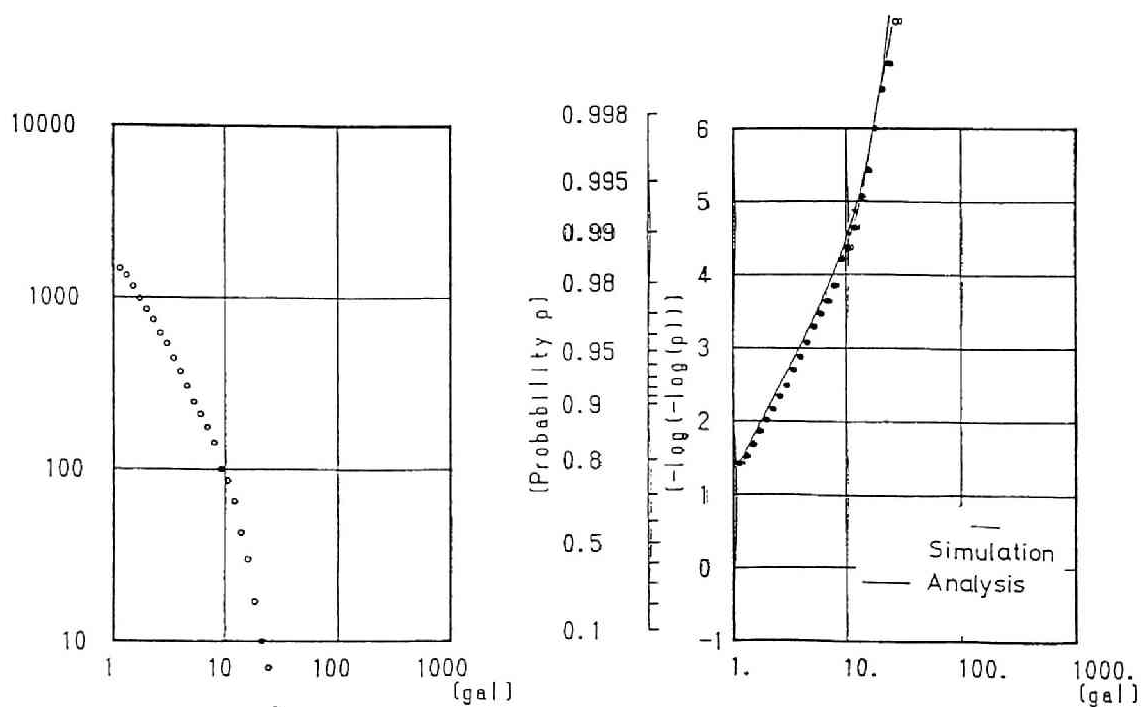


図 6.5 シミュレーションによる広島市における最大加速度の累積頻度と確率分布関数

また、このように震源域の分布とそのパラメータを設定することによって、地震の発生をシミュレーションすると、個々の地震に対して、任意の緯度および経度で表される位置における地震動の最大加速度を計算することができる。例えば、広島市の場合を考えると、北緯  $34^{\circ}22'$ 、東経  $132^{\circ}26'$  に対して、地震動の加速度の評価には金井式 (5.1) を用いて最大加速度を評価し、加速度の累積頻度と確率分布として表すと、

図 6.5 のようになる。なお、加速度の評価において、地盤の増幅効果については除いている。

基盤での地震動加速度の最大値の確率分布をについて、(5.19) によって評価をしたものが同図の実線で表したものである。解析値は、震源位置が常に震源域の中央で地震が発生するものと仮定して評価されているが、シミュレーション解析では、震源位置を震源域内で一様に分布するものとしており、より实际的であると考えられる。最大加速度については、比較すべき地震資料がないので、シミュレーション解析の結果と解析値の比較に留まらざるを得ないが、ほぼ良好な一致を示しているといえると考えられるであろう。

### 6.3 中国地方の地震危険度

6.2 の広島市の例で示されたように、緯度および経度によって区分された震源域を設定し、それらの震源の確率モデルとしてのパラメータを設定することによって、任意の場所における地震動の最大加速度の確率分布を評価することができる。これは、言い替えると、ある加速度の値が、ある期間内の最大加速度であるような確率を求めることである。そこで、中国地方の全領域について、地震動を評価する地点を、緯度および経度を細かくメッシュ状に設定して、そこで、最大加速度の確率分布関数を求め、ある加速度の値が最大加速度である確率を設定し、各点において、等しい確率を与えるような加速度値を求めることによって、中国地方全域の地震危険度を評価することができる。

震源域としては北緯  $32^{\circ}$  以上を考えているが、北緯  $32^{\circ}\sim 33^{\circ}$  の間は、殆ど四国沖合いの海洋域であるので、これを除いて、北緯  $33^{\circ}\sim 36^{\circ}$ 、東経  $130^{\circ}\sim 136^{\circ}$  の間に、 $10'$  ほどの格子点を考え、この各点において地震危険度の評価を行った。

各格子点で、ある加速度の値が最大加速度であるような確率分布の値を、例えば、99% とするならば、99% の確率で最大加速度の値を決定することができる。これは、逆にその加速度を越えるような加速度が生じる確率が 1% であることを示している。

図 6.6 は、期間を 1 年として、最大加速度の確率分布関数の 99% に相当する加速度の値を等高線で描いたものであり、図 6.7 は、99.9% に相当する加速度の等高線図で

ある。

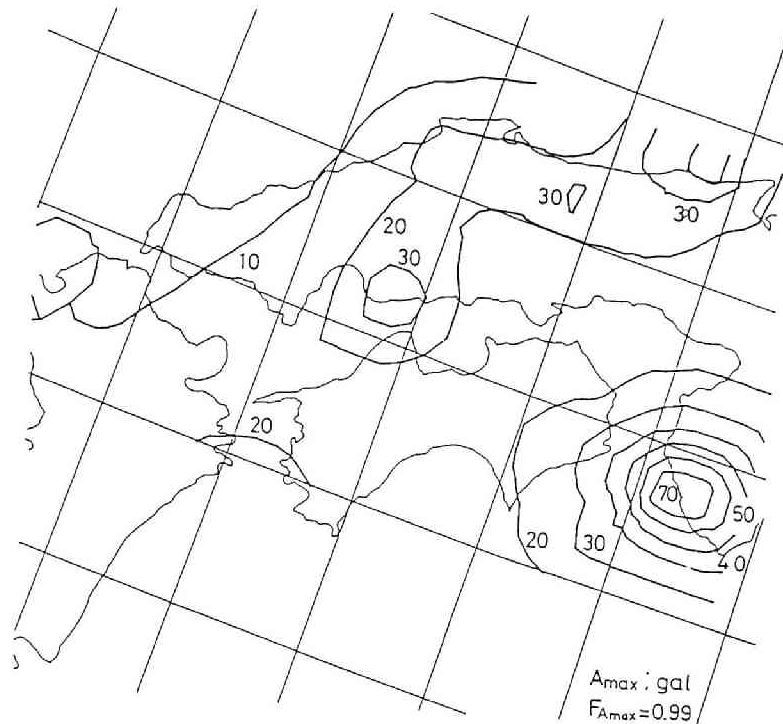


図 6.6 中国地方の地震危険度 ( $F_{A_{\max}} = 0.99$ )

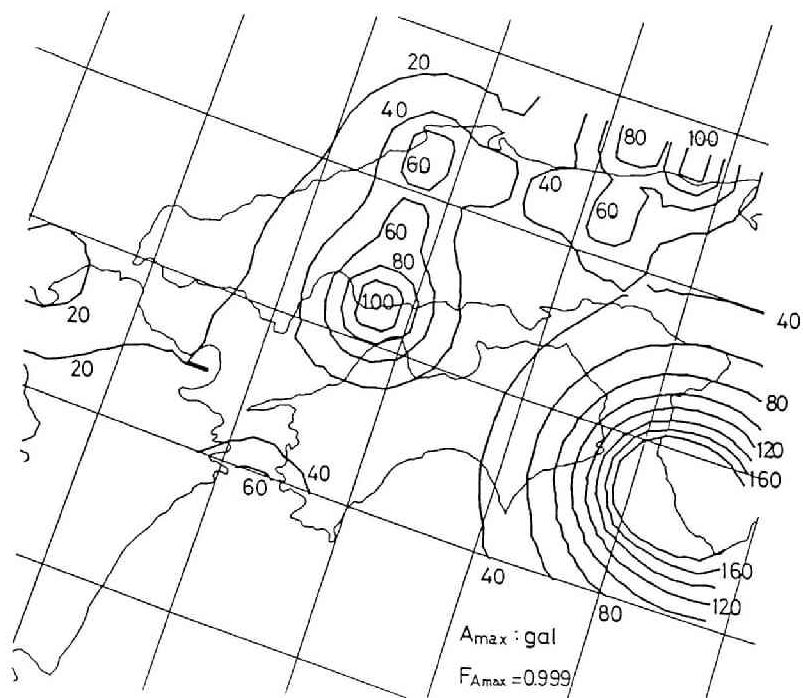


図 6.7 中国地方の地震危険度 ( $F_{A_{\max}} = 0.999$ )

両図ともに、これらの意味するところは、等高線で示された加速度の値が、1年間の最大加速度の値である確率を示しているものと考えてよい。すなわち、中国地方について見るならば、呉市付近を中心とする地域に、最大加速度値の高まりがみられるが、これは、1年間に30galの加速度が最大加速度である確率が99%であり、逆に、それを越えるような確率は1%であることを示し、100galという加速度についてみるならば、それぞれ、99.9%および0.1%であることを表している。

図全体を見れば、中国地方よりもむしろ紀伊半島の方が、地震危険度がずっと高いことが分かる。しかし、中国地方では、鳥取を中心とする日本海沿岸部から広島・島根県境を経て、広島・呉市から安芸灘にかけての地域の地震危険度が高い。これは、歴史地震資料や観測地震資料などに見られる状況と一致しているが、ある意味で、当然の結果である。何故ならば、地震危険度の評価において、震源設定のためのパラメータを、過去の地震資料に基づいて設定しているので、それから評価される地震危険度は、震源の影響を直接的に反映するからである。

また、地震危険度の評価においては、設定された30'ごとの領域に区分された震源域の中央で常に地震が発生するものとしているので、その直上の地点では、直下に地震が発生するということになり、加速度の評価式の適用限界を越えるような場合もあり得ると考えられる。このように、地震危険度の評価法には、まだまだ、未解明の問題点を含むが、将来の地震加速度の値を数量的に評価し得るものとして、意義あるものといえることができる。

## 6.4 まとめ

前章までに、日本周辺の地震活動の状況を歴史地震資料および観測地震資料をもとに整理し、また、中国地方の活動状況について考察した。本章では、地震危険度の評価の具体例として、中国地方の地震危険度の評価を行った。観測地震資料をもとに中国地方を、緯度および経度で区分された領域を震源域として設定し、地震資料をもとに、Gutenberg-Richterの係数や平均震源深さなどから、震源の確率モデルを設定した。設定された震源モデルの妥当性は、各震源域に対して設定されたパラメータによって決定されるマグニチュードの確率分布関数に従うようなマグニチュードを持つ

地震が、震源域において一様にランダムに発生するとして行ったシミュレーション解析の結果と地震資料から得られた観測値、あるいは、確率論に基づいて解析的に求められた解析値との間に、極めて良好な一致がみられたことによって確認された。

中国地方全域の地震危険度を評価するために、地域を 10' ごとのメッシュに細分し各格子点において地震危険度を評価し、地震危険度マップの形で表現した。すなわち、全ての格子点で、予測される地震動の加速度の最大値の分布関数を解析的に求め、基準値としてある確率を与える加速度の大きさを求め、この加速度の等高線図を描いた。具体的には、1 年間当たりを考えて、最大値である確率が 99% に相当する加速度の値と 99.9% である加速度の値に対する等高線図として表した。

解析の結果は、中国地方よりもむしろ紀伊半島付近の方が、地震危険度が高いことを示すものとなった。しかし、中国地方では、鳥取を中心とする日本海沿岸部から広島・島根県境を経て、広島・呉市から安芸灘にかけての地域のがその周辺地域よりも地震危険度が高いことが示された。最大加速度のレベルが高い地域は、歴史地震資料にもしばしば現れる地域でもあり、また、観測地震資料からも、中国地方においては地震活動度の高い地域である。これは、地震危険度の評価において、震源設定のためのパラメータが、過去の地震資料に基づいて設定されており、それから評価される地震危険度は、震源の影響を大きく受けることは当然であることを示している。

ここに取り上げた中国地方の地震危険度の評価は、単なる、一例と考えることができる。ある地域を考えたとき、その周辺に緯度および経度で区分される長方形震源域群を設定し、地震資料に基づいて、各震源域において、Gutenberg-Richter の係数を評価し、合わせて年当たりの地震発生頻度を考慮して、地震発生のモデルを設定することによって、任意の地域の自選危険度を評価することができるであろう。

## 第6章 の参考文献

- [1] 鎌田輝男；中国地方の地震特性について、日本建築学会中国支部研究報告集第 13 巻, pp. 105-108, 昭和 61 年 3 月.
- [2] 鎌田輝男；中国地方の地震特性について、福山大学工学部紀要第 10 号, pp. 77-88, 昭和 63 年 3 月.

- [3] 鎌田輝男；中国地方の地震動特性について，日本建築学会地盤振動小委員会地域交流会 pp. 1-12





## 第7章 結論

中国地方は、地震ばかりでなく、台風、洪水といった自然災害を余り受けることもない、比較的恵まれた地域であると考えられている。特に、地震動災害についてみるならば、1943年の鳥取地震以来、幸いなことに、被害地震といえる程の地震を経験していない。地震活動そのものも、ここ数十年の間は、総体的に低調であり、有感地震の回数にしても、年間10個を越えることも殆どないようである。しかしながら、地震国である日本においては、地震被害を考慮しなくてもよいといえる地域はなく、中国地方も例外ではあり得ない。中国地方は山地部が多く、多くの都市は海に面しており、都市部への人口の集中や産業施設の増加に伴って、山間部の開発や沿岸の埋立になどによって、従来よりも地盤条件のよくない所にも進出せざるを得なくなって来ている。さらに、都市の機能の高度化と拡大化は、ひとたび都市が地震に襲われると、その機能が容易に破壊されるという危険性をはらむものとなっている。従って、たとえば、地震活動度があまり高くないとされる中国地方にあっても、地震の危険性を考慮に入れた防災対策が必要とされることは当然である。

ある地域の地震危険性を考える場合、常套的な手段であるが、その地域で過去の地震状況はどうであったかを検証することは、地震が地核の運動によって繰り返し発生する現象であることを考えると当然である。いわゆる歴史地震と呼ばれる古代からの顕著地震は、主に、被害地震に関する古文献の収集によって明らかにされているものであって、その中でも、大日本地震史料は、先人が、多大な時間と労力のもとに、歴史地震に関する資料を集大成したものである。

大日本地震史料には、約7,000個の地震に関する資料が記載されているが、その多くは、近畿地方や関東地方のものであり、中国地方に関しては、約300個の地震資料が記載されている。最古の地震記録として、743年に出雲で山岳が崩壊して田畑が埋まったことが記載されているが、江戸期1600年以前の地震は、14例を数えるに過ぎない。中国地方にも各地に都市が現れるようになった江戸期以降になると、地震の数は増加し、安芸、周防、長門などの地震の記録が現れるようになった。全期間を通して、因幡、すなわち、現在の鳥取県における地震の記録が最も多い。

紀伊半島、四国、九州の沖合い、すなわち、太平洋沖合いでは、いわゆる巨大地震と呼ばれる、マグニチュード8以上の地震がしばしば発生しているが、中国地方では、壊滅的な被害を受けることは少なかったようである。中では、1707年の宝永地震では、広島・出雲などで多くの被害があったこととともに、鞆浦では津波の襲来があったことが記録されている。瀬戸内海中部の沿岸地帯でも、巨大地震の際に津波の被害を受ける可能性があることが示される。

明治以降になって、計器による地震観測が実施されるようになると、地震活動に関する資料は質、量ともに向上する。1885~1988年のマグニチュード4以上の地震資料をデータベース化することによって、日本およびその周辺地域で発生する地震状況を把握できるようにした。しかし、1925年以前の資料には、小地震の資料が欠落しているので、資料を検討した結果、本質的には、1925~1988年間に発生したマグニチュード5以上の地震に関する地震資料とみなすことができた。

中国地方を、便宜的に、緯度 $32^{\circ}\sim 36^{\circ}$ 、経度 $130^{\circ}\sim 136^{\circ}$ の区域と考えて、中国地方で発生したマグニチュード5以上の地震個数は、約400個であり、日本全体からみれば1/15程度にしか過ぎない。しかし、地震総数に占めるマグニチュードの大きい地震の数は相対的に大きく、決して、中国地方は地震の数が少ないからといって、地震に対して安全であるとは言い切れないことが示された。

中国地方の10気象台および測候所において観測された震度の記録から、中国地方の有感地震についてみると、最も大きい震度を記録したものは、芸予地震と宮崎の地震の際の広島における震度6の記録と、鳥取地震における鳥取および松江での震度6の記録である。有感地震の年間平均数は、年とともに大きく変動しており、波があるように見受けられた。広島・岡山では年平均6個の有感地震を感じているが、鳥取では10個程度と多い。しかし、山口、萩、下関といった中国地方西部地域では、有感地震の年平均数は、2以下と少ない。鳥取地震以降、中国地方では有感地震の数が目だって現象していることが示された。

中国地方における実地震動記録の蓄積を計るために、福山大学とその近隣の地盤上で、1988年以降地震観測を実施しており、20個程度の地震記録を得ることができた。そのほとんどは、最大加速度数gal程度の地震であったが、中国地方では数十年ぶり

と言われる地震の記録も得ることができた。特にこの期間には、大山近傍で群発性の地震が発生し、マグニチュード5前後の地震が多数観測され、同じ震源域で発生するマグニチュードが同程度の地震に対して、性質の非常に似通った地震波形が観測されることが確認された。

ある地域の地震活動度を表す Gutenberg-Richter の法則は、明快ではあるが、その係数を地震資料から決定することは、長期間の信頼性の高い地震資料を必要とするために、決して容易なことではない。また、地震のマグニチュードの大きさには上限値があると考えられるので、地震危険度を考えるような場合、必ずしも適切とはいえない面がある。そこでマグニチュードの上限値を考えて、マグニチュードに対する累積頻度図の上で、マグニチュードに対して減少する直線と上限マグニチュードを示す直線に漸近するような双曲線で表すような、Gutenberg-Richter の修正式を提案し、具体的に地震資料を用いて、補正係数を決定する手法を導き、通常の Gutenberg-Richter の式ではマグニチュードの大きい所で観測値から大きくずれるという欠点を補った。

確率論的に地震危険度を評価する手法は、想定された震源域において、地震発生の確率過程としてどのようなものを考え、震源距離によってある地点の地震応答量を如何に評価するかとの2点にかかっている。本研究では、震源モデルとしては、個々の地震の発生を完全な独立事象と考える Poisson 過程と考え、いわゆる金井式に基づいて、ある地点の地動加速度を評価することとしている。広域の地震危険度を想定する場合、震源の領域を緯度および経度で区分する方が、単純であるので、長方形震源域を想定した場合の地震危険度の評価について検討した。地震危険度は、ある地点の最大加速度の確率分布関数から評価されるが、周辺に多数の震源域を設定した場合、個々の震源域で地震が一様にランダムに発生すると想定することは、計算量が膨大なものとなり、現実的ではないので、震源域の大きさがどの程度のものであれば、長方形震源域の常に中心で発生するものと仮定することができるかを検討し、震源域の直上でなければ、震源の大きさが震源域の深さと同程度であればよいことを示した。

具体的に中国地方の地震危険度を評価するに当たり、中国地方の全域を覆う緯度  $32^{\circ}\sim 36^{\circ}$ 、経度  $130^{\circ}\sim 136^{\circ}$  の領域を  $1^{\circ}$  ごとに区切り、各領域で地震発生数、Gutenberg-Richter の係数  $\beta$ 、最大マグニチュード、震源平均深さなど震源モデルとしてのパラメータを地震資料から決定した。これをさらに  $30'$  ごとの領域に細分し、地震発生数か

ら 37 個の震源域を設定した。一方、地震危険度を評価する点として、緯度  $33^{\circ}\sim 36^{\circ}$ 、経度  $130^{\circ}\sim 136^{\circ}$  の領域を  $10'$  ごとのメッシュを切り、地震危険度の評価を行った。このように、設定された震源モデルと解析法の妥当性は、各震源域で設定されたマグニチュードの分布関数に従うようなマグニチュードをもつ地震を、その震源域内で一様にランダムに発生させることによって、シミュレーション解析を実施し、シミュレーションの結果と解析値が地震資料の結果とよく合致することによって確認された。

地震危険度の解析結果は、99% および 99.9% の確率でもって最大加速度であるときれる加速度の大きさを示す地震危険度マップとして表現した。鳥取を中心とする日本海沿岸部から広島・島根県境を経て、広島・呉市から安芸灘にかけての地域が地震危険度が高いことが示され、最大加速度のレベルが高い地域は、歴史地震資料にもしばしば現れる地域でもあり、また、観測地震資料からも、中国地方においては地震活動度の高い地域であるが、こういった傾向とよく一致している。これは、地震危険度の評価において、震源設定のためのパラメータは、過去の地震資料に基づいて設定されており、それから評価される地震危険度は、震源の影響を大きく受けることは当然であることを示している。

本研究で行った地震危険度評価の手法を用いることによって、地震資料から簡便に震源領域を設定し、多数の地点における地震危険度の具体的な評価が可能である。単に、中国地方に限らず、他の地域においても適用することができ、さらには、日本全域を対象とすることも当然可能である。

## あとがき

「年五十にして四十九年の非を知る」という。大学を卒業して既に30年を過ぎ、50を越した身となって、これまでを振り返って見るとき、一体自分は今まで何をしていたのだろうかと思うばかりである。

思えば、小堀鐸二先生の研究室の扉を叩いて、超高層時代の幕開けとともに、建築における最先端技術として注目され始めた耐震工学の手ほどきを受けたのは、既に、30年も以前のことなのである。以来、先生の厳しいご指導と暖かい庇護のもとに、建築構造物の地震応答解析を始めとして、建築構造物の振動実験や震害の調査などにも携わらせて頂き、耐震工学の研究者としての方向付けをして頂いた。

しかしながら、筆者本人の非学と怠惰の故に、今日まで何ら成果を見ることなく今日に至ってしまい、周囲の方々には、多大のご心配とご迷惑をおかけすることになってしまった。まさに、万事窮すという状況にありながらも、何とかこの一文をまとめることができたのは、ひとえに、小堀先生を始めとして、横尾義貫先生、金多潔先生、六車照先生、藤原悌三先生、井上豊先生、竹内吉弘先生、鈴木有先生ほか多くの先生方と小堀研究室の諸兄の、数え上げれば、実に切りのない程多くの方々の暖かい励ましがあつたからこそである。故南井良一郎先生には、最後までご心配をおかけしたままになってしまった。終わりにあたって、これらの方々に深い感謝と御礼の意を表すことによって結びとしたい。

1994年1月 鎌田輝男



